



This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

- + *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.
- + *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.
- + *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.
- + *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at <http://books.google.com/>



Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

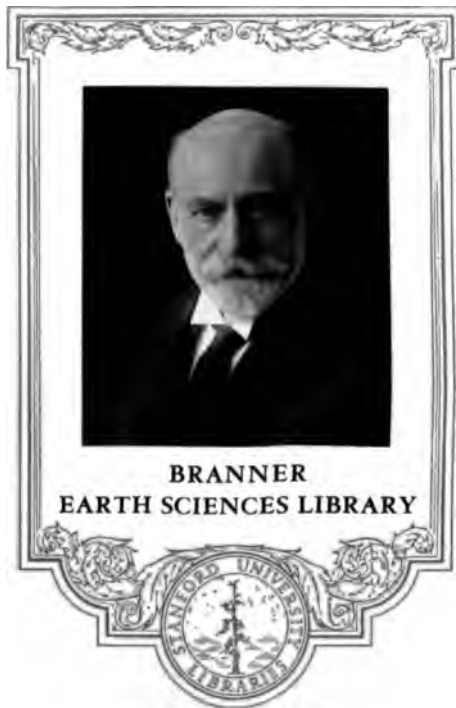
Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

- + *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.
- + *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.
- + *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.
- + *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter <http://books.google.com> durchsuchen.











Geognostische Jahreshefte.

Sechzehnter Jahrgang.

1903.

Herausgegeben

im Auftrage des Kgl. Bayer. Staatsministeriums des Königlichen Hauses
und des Äussern

von

der Geognostischen Abteilung des Kgl. Bayer. Oberbergamtes
in München.

München.

Verlag von Piloty & Loehle.

1905.

7⁸⁴ 3375T2 53⁰⁰⁵ XL

23



Übersicht des Inhaltes.

	Seite
Dr. Joseph Reindl , Das Erdbeben am 5. und 6. März 1903 im Erz- und Fichtelgebirge mit Böhmerwalde und das Erdbeben am 22. März 1903 in der Rheinpfalz	1—24
(Mit Kartenskizze A und B.)	
Dr. Ludwig von Ammon , Der Gletscherschliff am Tegernsee	25—31
(Mit 4 Textfiguren.)	
Dr. Richard Bärtling , Die Molasse und das Glacialgebiet des Hohenpeissenberges und seiner Umgebung	33—62
(Mit einer geologischen Karte und einer Profiltafel.)	
Inhalts-Verzeichnis S. 62.	
Dr. Ernst Kohler , Einige Beobachtungen an Flözverdrückungen im Saarkohlenrevier	63—68
(Mit 5 Textfiguren.)	
Dr. Joseph Reindl , Die Erdbeben Bayerns im Jahre 1903	69—75
Dr. Wolfram Fink , Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spezieller Berücksichtigung des Erdölvorkommens	77—104
(Mit einer geologischen Karte 1 : 25 000 und 10 Textfiguren.)	
Inhalts-Verzeichnis S. 104.	
Dr. Ernst Kohler , Über die sogenannten Steinsalzzüge des Salzstocks von Berchtesgaden	105—124
(Mit 8 Textfiguren.)	
Dr. Otto M. Reis , Über Palaeorbis	125—143
(Mit 1 Tafel.)	
Tafelerklärung S. 143.	
Dr. Ludwig von Ammon , Die Bahnaufschlüsse bei Fünfstetten am Ries und an anderen Punkten der Donauwörth-Treuchtlinger Linie	145—184
(Mit 16 Textfiguren.)	



Das Erdbeben am 5. und 6. März 1903 im Erz- und Fichtelgebirge mit Böhmerwalde und das Erdbeben am 22. März 1903 in der Rheinpfalz.

Von

Dr. Joseph Reindl.

Die Nachrichten über die Heftigkeit und die Ausdehnung beider Erdbeben waren selbst in unseren Tagesblättern so bestimmt und reichhaltig, dass wir eine nähere wissenschaftliche Untersuchung und Behandlung derselben für angezeigt hielten. Das Material, das wir hierüber teils durch eigene Erkundung und durch die Zeitungen, teils durch gütige Mithilfe der Kgl. Meteorologischen Zentralstation und beim zweiten Erdbeben vom Kgl. Oberbergamt erhielten, wurde in der Folge immer wichtiger und schien uns zuletzt bedeutsam genug, es in einem wissenschaftlichen Blatte publizieren zu können. Dass wir uns in dieser Ansicht nicht getäuscht haben, dürften die folgenden Zeilen zur Genüge beweisen.

A.

Das Erdbeben am 5. und 6. März 1903 im Erz- und Fichtelgebirge sowie im angrenzenden Böhmerwalde.

a) Erste Abteilung: Berichte über das Beben.

I. Vorbeben.

Das Hauptbeben hatte einige Vorboten, über welche Vorbeben wir nachstehendes äussern können.

Die Augsburger Abendzeitung Nr. 66 meldete, dass in den letzten vier Wochen vor der grossen Erdbebenkatastrophe am 5. und 6. März ungefähr 20 Erdstösse in der Gegend von Asch in den verschiedensten Tageszeiten wahrgenommen worden seien. Auch in der Gegend von Graslitz wurden am 16. Februar schon Erschütterungen verspürt,¹⁾ welche sich in den darauffolgenden acht Tagen mehrmals wiederholten.²⁾ Zu derselben Zeit wurden ferner vom anstossenden Vogtlande heftige Stösse gemeldet. (Siehe Bayer. Kurier Nr. 56). Besonders stark scheint aber das

¹⁾ Augsburger Abendzeitung Nr. 68.

²⁾ Siehe Münchner Zeitung vom 26. Februar 1903 Nr. 47.

Vorbeben am 20. Februar in der Gegend von Asch gewesen zu sein. Dort erfolgte nämlich an diesem Tage abends um 10 Uhr 5 Minuten ein solcher Erdstoss, dass die Leute, die doch in Asch öfters Gelegenheit haben, Erdbeben wahrzunehmen und daher nicht so ängstlich sind, entsetzt auf die Strasse eilten. In den meisten Häusern wurde Licht gemacht. Der Stoss war so stark, dass es in allen Fugen knarrte und prasselte und die Fenster, wie vom Sturmwinde gerüttelt, klirrten. Im hochgelegenen Stadtteile Niklasberg, wo das Erdbeben am heftigsten seine Wirkung äusserte, fielen Schiefer von dem Dache eines Hauses. Die Umfriedung eines Parkes, eine Steinmauer, erhielt einen klaffenden Riss. Der Erdstoss dauerte wohl nur eine Sekunde und äusserte sich so, als ob tief unten im Keller oder unter der Erde eine grosse Mine gesprengt worden wäre. Auch der kurze dumpfe Donnerschlag, welcher mit dem ruckartigen Stosse gleichzeitig erfolgte, rief eine solche Empfindung wach. In Oberreuth, 1 $\frac{1}{2}$ Wegstunden von Asch entfernt, wo das Beben ebenfalls sehr heftig war, stürzte ein Teil einer Brunnenmauer ein. Selbst beim Erdbeben im Jahre 1897 in dieser Gegend soll kein Erdstoss so heftig gewesen sein wie der eben genannte.¹⁾

Nach den von uns eingezeichneten Erkundigungen wurde dieser Stoss um dieselbe Zeit auch in Selb, in Marktleuthen, Hof, Schwarzenbach, Kirchenlamitz und Wunsiedel wahrgenommen. Namentlich in Selb scheint der Erdstoss ziemlich kräftig gewesen zu sein, denn die Erschütterung wurde dort von jedermann wahrgenommen in Form eines dröhnenden Donners. Fenster klirrten, Häuser erzitterten, Fensterläden klapperten, unverschlossene Stuben- und Schranktüren fielen zu und einzelne im Bett liegende Personen wurden auf den Boden geworfen.²⁾

Auch am 24. Februar wurden in dieser Gegend gleichfalls Erschütterungen verspürt. Die Münchner Zeitung schrieb Nr. 51: Eger, 25. Februar. Die gestrigen Erdbeben im Ostfichtelgebirge und in Westböhmen waren derart heftig, dass in Asch die Schieferplatten von den Dächern fielen und viele Bewohner aus Furcht die Wohnungen verliessen und sich auf die Strasse flüchteten.

Das Münchner Tagblatt schrieb: Oberfranken, 28. Februar. Im angrenzenden Voigtland hören die Erdbeben nicht auf und werden soeben wieder deren drei aus dem Muldetale gemeldet.³⁾

Am 1., 2., 3. und 4. März wurden in Asch öfters Erdstösse wahrgenommen, die aber meistens ziemlich schwach waren und besonders auffällig nur während der Nacht verspürt wurden. Auch in Plauen und Adorf wurden am 3. und 4. März schon kleine Erschütterungen beobachtet.⁴⁾

II. Hauptbeben.

Die Hauptstösse des Bebens erfolgten am 5. und 6. März, und zwar am stärksten wieder in der Umgebung von Asch und Graslitz, sowie im Süden des Vogtlandes, hart an der bayerischen Grenze. Das pleistoseismische Gebiet lag demnach grösstenteils in Sachsen und Böhmen, und nur die bayerischen Orte Regnitzlosau, Rehau und Selb fallen noch in diesen Bezirk stärkster Erschütterung. Dieser hat die Gestalt einer von SW. nach NO. streichenden Ellipse mit der Längsachse Selb—Asch—Graslitz. Im Verhältnis zur ganzen makroseismischen Fläche ist diese Zone ziemlich klein und hat einen Flächeninhalt von nur ungefähr 450 qkm.

Die Orte stärkster Erschütterung sind:

In Asch wurden ausser zahlreichen leichteren Stössen am 5. März folgende sehr gewaltige Erschütterungen an diesem Tage verzeichnet: um 9 Uhr 37 Min., 9 Uhr 52 Min. und 10 Uhr 50 Min. abends. Am 6. März waren die Stösse am heftigsten um 6 Uhr früh und nachmittags gegen 2 Uhr. In der Nacht vom 5. auf den 6. März soll die Katastrophe geradezu schrecklich gewesen sein. In den verschiedenen Häusern verlosch bei dem Stosse um 9 Uhr 52 Min. das elektrische Licht, die Leute übernachteten aus Furcht grösstenteils im Freien, Kamine stürzten

¹⁾ Siehe Hofer Anzeiger; Augsburger Abendzeitung vom 25. Februar.

²⁾ Gütige Mitteilung von den dortigen Postanstalten und Lehrern.

³⁾ Neues Münchner Tagblatt vom 6. März Nr. 65 S. 11.

⁴⁾ Gütige Mitteilung von den dortigen Postanstalten.

Endlich konnten wir noch folgende Orte stärkster Erschütterung ermitteln:

Ort	Zeit		Stossrichtung	Stärke des Bebens nach der FOREL- schen Skala	Dauer der Stösse
	5. März	6. März			
Bad Elster	10 abends	{ 4 früh 6 „ 2 nachm.	SW.—NO.	6	?
Brambach a. Kapellenberg	10 „	6 „	?	6	—
Schönbach	10 „	{ 6 früh 2 nachm.	—	6	je 3 Sek.
Liebenstein	{ 9 ⁴⁰ 10 ⁵⁰	{ 6 früh 2 nachm.	O.—W.	6	—
Neuberg	10 „	{ 7 früh? 2 nachm.	O.—W.	6	—
Mühlhausen	{ 10 10 ⁴⁰	6 früh	O.—W.	6	—
Zwota	{ 9 ⁵⁰ 10 ¹⁰ 10 ⁴⁰	{ 6 ⁵ „ 2 nachm.	O.—W.	6—7	—
Landwüst	10 „	{ 6 früh 2 nachm.	—	6	—
Thonbrunn	10 „	6 früh	O.—W.	5—6	—
Voitersreuth	{ 9 ⁵⁰ 10 ⁴⁰	{ 6 „ 2 nachm.	SW.—NO.	6—7	—
Sohl	10 „	6 früh	SW.—NO.	6	—
Bleistadt	10 „	{ 6 „ 2 nachm.	O.—W.	6	je 4 Sek.
Wildstein	{ 10 10 ⁵⁰	{ 6 früh 2 nachm.	O.—W.	6	—
Steingrün	10 „	6 früh	O.—W.	6	je 4 Sek.

Mittelstark wurde das Beben in folgenden Orten verspürt:

In Ölsnitz und Vogtsberg hatte man an den genannten Tagen das Gefühl, als ob der Boden sich hebe, in Brambach bei Ölsnitz wurde beobachtet, dass der Boden nach den einzelnen Stößen noch minutenlang nachzitterte.¹⁾ In diesem Orte scheint das Beben noch ziemlich stark gewesen zu sein, denn von dort wurde folgendes gemeldet: „Wir haben am 5. März 5 Uhr 50 Min., 9 Uhr 40 Min. und 9 Uhr 55 Min. Stösse gehabt, welche alle bisherigen an Stärke übertrafen. Am 6. März morgens 5 Uhr 55 Min. erfolgte aber die heftigste Erschütterung von allen: von weitem schon hörte und spürte man das Rollen im Boden, es folgte dann ein fürchterliches, donnerartiges Getöse, dem baldigst ein noch viel stärkeres folgte. Fenster klirrten, Türen wackelten u. s. w.“²⁾ In Raun bei Brambach erhielt das Schulhaus lange Risse und in Schöneck trieben die unablässigen, wellenartigen Erschütterungen viele Bewohner des Nachts vom 5. auf den 6. März auf die Strasse.³⁾ In Arnoldsgrün bei Schöneck war es als ob die Häuser hochgehoben würden; der Wasserstand verschiedener Brunnen ging nach den heftigsten Stößen um etwa 10 cm zurück.⁴⁾ In Untersachsenberg bei Auer-

¹⁾ Augsburger Abendzeitung Nr. 70.

²⁾ Ebenda.

³⁾ Ebenda.

⁴⁾ Ebenda.

bach war die Erregung ebenfalls gross, da die aus Holz erbauten Häuser zu krachen begannen, die Schellengeläute in den Ställen ertönten und zahlreiche Gegenstände zur Erde fielen.¹⁾ In Treuen i. V. stürzte bei einem starken Stosse ein Kind aus dem Bette und einem Klavier wurde eine Seitenwand stark beschädigt.²⁾ In Reichenbach gerieten die im Bett ruhenden Personen in schaukelnde Bewegung, und in verschiedenen Kohlenbergwerken des Zwickauer Bezirkes fuhren die Bergleute wegen der drohenden Einsturzgefahr wieder aus.³⁾

Aus den Berichten der näheren und weiteren Umgegend von Asch geht hervor, dass das Beben nicht nur in jenen Orten verspürt wurde, die bisher wiederholt von den Erdstössen heimgesucht worden sind, sondern auch in solchen, die früher von diesem Naturereignis verschont blieben, so Franzensbad und Eger. Besonders heftig war die Wirkung des Bebens auf Antonienhöhe. In Oberreuth wurde ein Mann vom Sofa, auf welchem er schlief, in der Nacht vom 5. auf 6. März, zur Erde geschleudert. In Untersachsengrün kampierten die Leute die ganze Nacht im Freien und in mehreren Häusern dortselbst verlöschten bei dem heftigen Stosse um 10 Uhr 10 Min. abends die Lichter. In Bäringen war ein Stoss von solcher Heftigkeit, dass die Stubenvögel in den Käfigen von ihren Schlafplätzen herabgeschleudert wurden, und in Haberspirk, Bezirk Falkenau, verursachte ein gewaltiger Erdstoss ein Knacken in den Gebäuden, ein Zittern der Fenster, Schwanken der Hängelampen u. dgl. und endete mit einem gegen Süden verlaufenden, unterirdischem Rollen. Die während dieser Zeit in den Kohlengruben beschäftigten Bergarbeiter haben von diesem Naturereignis nichts wahrgenommen.⁴⁾

Auch in St. Joachimstal waren die Erschütterungen ziemlich stark, desgleichen zu Karlsbad, wo jedoch an den Quellen kein besonderer Einfluss bemerkt wurde.

Mittelstark wurde das Beben auch in folgenden Orten Bayerns wahrgenommen:

„In Markt Redwitz waren die Erdstösse derart, dass das Bahnwärterhäuschen im Frauenholz bedeutend ins Schwanken geriet.“ (Münch. N. Nachr. Nr. 112 S. 4.) Aus Konnersreuth wurde ferner berichtet: „Am 5. und 6. März wurden hier mehrere Stösse verspürt. Der erste Stoss (5. März), der um $\frac{3}{4}$ 10 wahrgenommen wurde, war so heftig, dass Tische, Stühle und Bettläden emporgeschnellt wurden. Gleich eine Viertelstunde darauf erfolgte der zweite Stoss, der zwar weniger heftig war, aber länger andauerte. Am 6. März erfolgte ein dritter Stoss, der an Heftigkeit dem ersten wenig nachstand und ungefähr $\frac{1}{2}$ Minute (?) andauerte. Ein viertes Beben wurde $\frac{1}{4}$ Stunde später vernommen. Sämtliche Erdstösse waren von einem donnerähnlichem Getöse begleitet. (Münchn. N. Nachrichten Nr. 114 S. 5). Herr Forstamtsassessor WÜNSCH aus Wiesau hatte die Güte, folgendes mitzuteilen: „Am 5. März machte sich hier ein ziemlich starkes Erdbeben, welches sich von Westen nach Osten bewegte, bemerkbar. Gegen 10 Uhr nahm ich ein Schaukeln des Stuhles, auf welchem ich sass, und ein Ächzen der Zimmertüre wahr, während meine bereits im Bette sich befindende Frau deutlich ein Schwanken der Bettstätte und das Klirren der auf der Marmorplatte des Waschtisches stehenden Waschschüsseln bemerkte.“ (M.C.St.) Herr Oberexpeditör VOGEL von Wiesau

¹⁾ Augsburger Abendzeitung Nr. 70.

spürte die Erschütterung am 5. März um $\frac{1}{2}$ 10 Uhr und am 6. gl. Mts. um 5⁵⁹ und $\frac{1}{2}$ 10 früh. Nach dessen Nachfragen wurde auch die Dislokation zu Tirschenreuth und Fuchsmühl bemerkt. (M.C.St.) Aus Neualbenreuth bei Waldsassen meldete man: „Wir verspürten hier am 5. März abends 9^{3/4} Uhr einen ziemlich heftigen Erdstoss, der die Fenster erklirren und Bilder etc. wackeln machte. Kurz nach 9 Uhr wiederholte derselbe sich in gleicher Heftigkeit, die Dauer war ungefähr eine Sekunde. Ein ungleich stärkerer Stoss wurde am 6. März morgens 6 Uhr verspürt. Wie einwandfreie Beobachter angaben, ging das Beben in der Richtung von Südwest nach Nordost.“ (Augsburger Abendztg. Nr. 69 S. 7). In Feilitzsch-Trogen wurden schon am 4. März früh 1 Uhr 5 Min. deutliche Stösse verspürt, die sich am 5. gl. Mts. um 9²⁴ wiederholten. Auch in Gattendorf und Unterhartmannsreuth wurden am 5. März $\frac{1}{2}$ 10 Uhr und am 6. März früh 6 Uhr Erzitterungen wahrgenommen, indem Fenster klirrten und Gebäulichkeiten wankten (Augsb. Abendztg. Nr. 66 S. 4). Aus Mitterteich kam die Meldung: „Hier wurden sowohl in der Nacht vom 4. auf 5., als auch besonders in der Nacht vom 5. auf 6. März wellenförmige Erschütterungen, begleitet von einem Rollen, ähnlich dem eines schweren Lastwagens, wahrgenommen. Besonders heftig waren die Erschütterungen am 5. ds. abends 9⁵³, 9⁵⁶ und am 6. ds. früh 6 Uhr. Auf den Möbeln aufgestellte Gegenstände gerieten ins Schwanken, die Fenster klirrten, im Bette liegend hatte man das Gefühl einer schaukelnden Bewegung, gerade als ob die Bettstelle von unten in die Höhe gehoben werde. Die Dauer der Erdstösse betrug ca. 10 Sekunden und es schien die Bewegung von Südost nach Nordwest zu verlaufen.“ (Augsb. Abdtg. Nr. 66). Lehrer LEXUS aus Maiersreuth schrieb: „In hiesiger Gegend wurden schon seit 14 Tagen Erdstösse wahrgenommen, die letzten am 5. März vorm. 2 Uhr und nachmittags 10 Uhr, am 6. März vorm. 6 Uhr. Dieselben waren beim Sitzen und Liegen bemerkbar, Gegenstände im Zimmer und an den Wänden kamen in leichte Bewegung. Begleitet waren sie von einem donnerähnlichem Geräusch.“ (Tabelle s. S. 7.)

Die Zonen mittelstarker und schwächster Erscheinung sind nicht scharf von einander abzugrenzen. Immerhin darf die in unserer Karte angegebene Einteilung im grossen und ganzen stimmen, denn wenn sich auch an einzelnen Orten, die in der Zone schwächster Erschütterung liegen, das Beben kräftiger äusserte, so muss man eben die geologische Beschaffenheit dieser einzelnen Punkte genau kennen. Grösstenteils liegen solche Orte an defekten Stellen (Verwerfungsspalten, unterirdischen Auslaugungstellen u. s. w.), weshalb sie von der Erschütterung ungleich stärker betroffen werden als manche Orte ihrer Umgebung. So liegt z. B. Straubing nach unserer Karte sogar an der äussersten Grenze schwächster Erschütterung, und dennoch war in dieser Stadt am 6. März um 6 Uhr früh ein Erdstoss so heftig, dass sogar Möbelstücke aus ihrer Stellung bewegt wurden. Da nun Straubing bekannter Weise an einer Bruchlinie liegt, wo eine Krustenbewegung viel empfindlicher wirkt als an einer nicht defekten Stelle, so ist dieses Vorkommnis leicht begreiflich. Ähnlich ist es mit noch einigen anderen Orten.

In Sachsen erstreckte sich die äusserste makroseismische Linie im Norden bis über Leipzig hinaus. Sogar aus Meissen und dem Elbtale (der sächsischen Schweiz) wurden wellenartige Erdbewegungen gemeldet, welche in den Wohnungen Bilder und Uhren aus ihrer Lage brachten, Fenster klirren und Türen aufspringen liessen. Die Stösse waren auch dort von dumpfem, unterirdischem Rollen begleitet.¹⁾

¹⁾ Münchner N. Nacht. Nr. 116 S. 2.

Mittelstark wurde das Beben noch vernommen in den folgenden Orten:

Ort	Zeit		Stossrichtung	Stärke des Bebens nach der FOREL'schen Skala ¹⁾	Dauer der Stösse
	5. März	6. März			
Schwarzenbach a/S.	10 abends	6 morgens	O.—W.	Grad 4—5	—
Wunsiedel	10 "	6 "	O.—W.	" 4	—
Höchstädt a.Th.	4 nachm. 10 abends	6 "	O.—W., teils von N. n. S.	—	—
Waldsassen	9 ¹⁵ "	6 ⁵ "	O.—W.	" 5	4 Sek.
Vordorf	2 nachm. 10 abends	6 "	—	" 4	—
Reichenau bei Waidhaus	9 ⁵⁵ " 10 ²⁵ "	—	NO.—SW.	" 5	—
Lichtenberg	10 "	5 ³⁰ "	O.—W.	" 4	—
Falkenberg	10 "	6 "	O.—W.	" 3	4 Sek.
Münchberg	10 "	6 "	SO.—NW.	" 3	8 Sek.
Dörflas	10 ¹⁵ 10 ⁵⁰ "	6 "	O.—W.	" 4	15 Sek.(?)
Schauenstein	9 ⁴⁵ 10 ³⁰ "	6 ⁵ "	O.—W.	" 5	8 Sek.
Kirchenlamitz	10 "	6 "	O.—W.	" 5	8 Sek.
Röslau	4 nachm. 10 abends	6 ¹⁵ "	O.—W.	" 5	4 Sek.
Erbendorf	10 "	6 "	SW.—NO.	" 4	—
Hof	9 ⁵⁵ 10 ⁰⁵ 10 ¹⁵ a.	6 ⁵ "	SW.—NO.	" 5	8 Sek.
Naiba	10 abends	7 "	S.—N.	" 5	—
Groschlattengrün	9 ⁴⁵ "	6 "	SW.—NO.	" 5	—
Floss	10 "	6 "	SW.—NO.	" 4	—
Kemnath	10 "	5 ⁴⁵ "	O.—W.	" 4	—
Martinlamitz	9 ⁴⁵ "	5 "	SW.—NO.	" 4	—
Arzberg	10 "	? "	N.—S.	" 4	—
Berneck	10 "	6 "	SO.—NW.	" 4	—
Wüstenselbitz	10 "	6 "	O.—W.	" 4	—
Steben	9 ⁴⁵ "	6 "	O.—W.	" 4	—
Gefrees	10 "	6 "	O.—W.	" 4	—
Weissenstadt	10 "	6 "	O.—W.	" 4	—
Helmbrechts	10 "	6 "	SO.—NW.	" 4	—
Oberkotzau	10 "	6 "	O.—W.	" 4	—
Schönwald	10 "	6 "	—	" 4	—
Seulbitz	10 "	6 "	—	" 4	—
Schirnding	10 "	6 "	—	" 4	—
Seussen	10 "	6 "	—	" 4	—
Alexandersbad	10 ¹⁵ "	6 ⁵ "	O.—W.	" 5	—
Leupoldsgrün	10 "	6 "	—	" 4	—
Martinlamitz	10 "	6 "	O.—W.	" 4	—
Sparneck	10 "	6 "	—	" 4	—
Köditz	10 "	6 "	S.—N.	" 4	—
Rothenbürg	10 "	6 "	—	" 4	—
Döbra	10 "	6 "	—	" 3—4	—
Issigau	10 "	—	—	" 4	—
Berg	10 "	—	O.—W.	" 4	—

¹⁾ Grad 3 der FOREL'schen Skala wird von den Menschen nur unter besonders günstigen Verhältnissen, Grad 4 aber auch mitten in der Tätigkeit beobachtet. Beben von der Intensität 5 sind schon imstande, bewegliche Gegenstände zu verschieben; der sechste Grad äussert sich im Umwerfen solcher Gegenstände und in der Erzeugung von Rissen an den Wänden und Decken der Häuser. Steigert sich die Intensität zum siebenten Grade, so werden Gebäude schon in ernstlicher Weise beschädigt und Kamine stürzen ein.

Aus Thüringen wurden noch schwache Stöße aus Zeitz, Naumburg und Freyburg (in der goldenen Aue) gemeldet.¹⁾ Aus Lobenstein schrieb man: „In verwichener Nacht (5. März), kurz nach 10 Uhr bemerkte man hier Erderschütterungen, so dass man das Getöse eines unterirdischen Donners zu hören vermeinte; auch die Fensterscheiben klirrten stellenweise. Die Erdstöße, welche die Richtung von Osten nach Westen zeigten, wiederholten sich heute (6. März) früh: es waren solche um 7 Uhr bemerkbar; am stärksten traten sie aber um 6 Uhr morgens auf.“²⁾

In Bayern konnten folgende Punkte schwächster Erschütterung ermittelt werden:

Ort	Zeit		Stossrichtung	Stärke des Bebens nach der FOREL-schen Skala	Dauer der Stöße
	5. März	6. März			
Lauenhain	9 ³⁰ abends	6 früh	—	—	—
Ludwigstadt	9 ³⁰ , 9 ¹⁵ „	6 „	O.—W.	4	—
Viechtach	—	5 ³⁰ „	W.—O.	3 (1?)	—
Bamberg	11 „	6 „	—	3	4 Sek.
Kronach	10 „	6 „	W.—O.	3	—
Kulmbach	—	6 „	S.—N.	3	—
Bayreuth	—	6 „	SW.—NO.	3	5 Sek.
Staffelstein	—	6 „	O.—W.	3	—
Pegnitz	—	6 „	O.—W.	3	—
Amberg	—	6 „	O.—W.	3	—
Weiden	10 „	7 „ (?)	O.—W.	3	8 Sek.
Vohenstrauss	10 „	—	S.—N.	3	—
Eslarn	—	6 „	O.—W.	3	5 Sek.
Schönsee	—	6 „	O.—W.	3	5 Sek.
Winklarn	—	6 „	O.—W.	3	—
Waldmünchen	—	6 „	O.—W.	3	—
Rötz	—	6 „	?	3	—
Schwandorf	—	6 „	?	3	—
Regensburg	—	6 „	?	3	—
Straubing	—	6 „	wellenförmig	4 (?)	—
Passau	—	6 „	?	3	—
Waldthurn	10 „	6 „	O.—W.	3	—
Troschenreuth	—	6 „	—	3	—
Lichtenfels	10 „	6 „	—	3	—
Stadt-Steinach	10 „	6 „	O.—W.	3	—
Seybothenreuth	10 „	6 „	O.—W.	3	—
Pleystein	—	6 „	SW.—NO.	3	—
Flossenbürg	—	6 „	wellenförmig	3	—
Bärnau	10 „	6 „	N.—S.	3	—
Wildenau	—	6 „	wellenförmig	3	—
Eschlkam	—	6 „	„	3	—
Grafenau	—	6 „	—	3	—
Roding	—	6 „	—	3	—
Freyung	—	6 „	—	3	—
Ebnath	10 „	—	O.—W.	3	—
Immenreuth	10 „	6 „	N.—S.	3	—

¹⁾ Münchner Neueste Nachr. Nr. 116 S. 2.

²⁾ Münchner Ztg. Nr. 59 S. 7.

In Böhmen ist der westlichste Ort, der vom Beben noch betroffen wurde, wohl Tetschen.¹⁾ Für Südwestböhmen liegen keine positiven Nachrichten vor und unsere auf der Karte angegebene Zone ist in diesem Teil hypothetisch. Mies und Kladrau meldeten Herrn Stadtgeologen KNETT aus Karlsbad negativ; doch konnten wir auf telegraphische Anfrage in Prag erfahren, dass in letzterer Stadt das Beben noch schwach gespürt wurde. Da nach unseren Erkundigungen auch in Pilsen die Erschütterung vom 6. März früh 6 Uhr wahrgenommen worden ist, so glaubten wir einen Grund zu haben, die Schütterlinie schwächster Wahrnehmung so ziehen zu dürfen, wie wir sie auf unserer Karte angaben. An genauen Beobachtungen dürfte es in diesem so wichtigen böhmischen Bezirke ziemlich fehlen, weshalb zuverlässige Kräfte hiefür ferner zu erwerben wären.

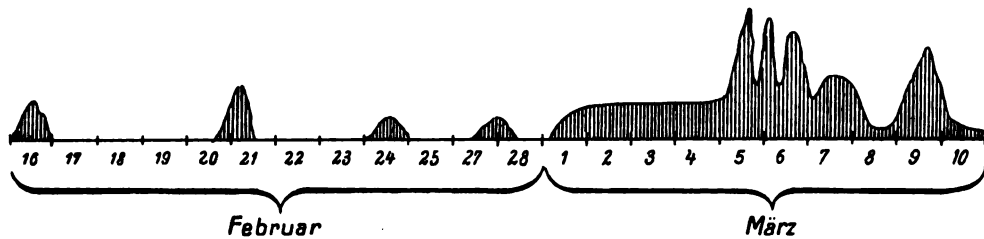
III. Nachbeben.

Über ein Nachbeben, dass sich dem Hauptbeben anschloss haben wir folgende Mitteilungen erhalten.

Auch am 7. März wurde früh 7 Uhr 20 Min. ein Erdstoss zu Graslitz wahrgenommen, den Herr Stadtgeologe KNETT, der zu geologischen Arbeiten in Graslitz sich aufhielt, als relativ kräftig bezeichnete. Am 9. März wurden ferner zwischen 3 und 4 Uhr nachm. zu Asch ziemlich heftige Erdstöße verspürt,²⁾ die auch im nahen Orte Burg sehr heftig auftraten. Dortselbst soll infolge der starken Stöße sogar ein Haus eingestürzt sein.³⁾ Auch in den darauffolgenden Tagen traten kleine Erschütterungen ein; dieselben waren jedoch unbedeutender Art und wurden nur in der Gegend von Asch wahrgenommen.

b) Zweite Abteilung: Bemerkungen und Erklärungen zu diesem Beben.

Graphisch lässt sich die zeitliche Folge des Gesamtbebens ungefähr so darstellen:



Das Gebiet schwächster Wahrnehmung bildet eine nach Südosten zugespitzte Ovale mit der Längsachse Leipzig-Passau, die in einem Winkel von 90° die Längsachsen der ellipsenförmigen Zonen stärkster und mittelstarker Erschütterung schneidet. Die Längenausdehnung des Böhmerwaldkomplexes spricht hier eine gewichtige Rolle und erklärt diese scheinbare Anomalie.

Der Flächeninhalt des makroseismischen Schütterareales beläuft sich auf ca. 66 000 qkm (Bayern: 76 000 qkm), die Länge der Ovale auf 330 und die Breite auf 260 km.

Bezüglich der Stossrichtung, von Westen nach Osten, herrscht ziemlich Übereinstimmung hinsichtlich der Zeit des Eintritts der Hauptstöße im Gebiet stärkster und mittelstarker Bewegung gleichfalls: 5. März 10 Uhr abends und 6. März 6 Uhr morgens. In der Zone schwächster Wahrnehmung wurde meistens

¹⁾ Bayr. Kurier Nr. 71 S. 3.

²⁾ Münchner Zeitung vom 11. März.

³⁾ Bayr. Kurier vom 10. März.

nur ein Hauptstoss verspürt, nämlich der um 6 Uhr früh am 6. März. Eine minutiös genaue Zeitbestimmung konnte allerdings noch nicht erzielt werden, da das Beobachtungspersonal eben noch nicht so geschult ist, dass sein erster Blick gleich an den Uhrenzeiger gehoffet ist.

Der Herd des Bebens lag ohne Zweifel bei Asch, wo überhaupt der erdbebenreichste Punkt des erwähnten Schüttergebietes ist.

Über die Geschwindigkeit der Fortbewegung des Bebens konnte man aus den Angaben und Nachrichten keine sicheren Anhaltspunkte gewinnen. Ebenfalls war die Tiefenbestimmung des Epizentrums absolut unmöglich.

Bemerkenswert bei diesem Beben ist, dass die in den Kohlengruben bei Falkenau beschäftigten Bergarbeiter dieses Naturereignis nicht wahrgenommen haben,¹⁾ während die Bergleute im Zwickauer-Bergwerksrevier wegen der drohenden Einsturzgefahr wieder ausgefahren waren.²⁾ Die Quellen zu Karlsbad blieben von dem Beben, wie uns Herr Stadtgeologe KNERR mitteilte, ganz unbeeinflusst, dagegen ging zu Arnoldsgrün bei Schöneck der Wasserstand verschiedener Brunnen nach den heftigsten Stößen um etwa 10 cm zurück.³⁾

Erwähnt sei auch, dass obiges Erdbeben vom Seismographen in Leipzig registriert wurde (vom WIECHERT'schen astatischen Pendelseismometer). Da Herr Geheimrat CREDNER in den Berichten der math.-phys. Klasse der K. Sächs. Gesellschaft der Wissenschaften zu Leipzig darüber berichten wird, so sehen wir hier von einer näheren Erörterung des Seismogrammes ab.

Hoch interessant dürfte sein, dass ausser der Erdbebenstation Leipzig auch die Apparate des Münchener geomagnetischen Institutes das Vorhandensein dieser seismischen Kraft spürten, denn die magnetischen Instrumente dortselbst zeigten während dieser Zeit fortwährend einen starken Ausschlag.⁴⁾ Herr Dr. MESSER-

¹⁾ Augsburger Abendztg. vom 9. März Nr. 68 S. 6.

²⁾ Ebenda und Augsburger Abendztg. Nr. 70 S. 6.

³⁾ Siehe weiter oben.

⁴⁾ Wir können diese Thatsache als wichtig nicht genug betonen, denn ein Zusammenhang zwischen den Erdbeben und dem magnetischen Zustande der Erde ist heutzutage durch mancherlei Beobachtungen nachgewiesen worden. Magnetometer haben starke Störungen unmittelbar vor Erdbeben gezeigt und sind nach der Erschütterung wieder zur Ruhe gekommen. Freilich wird erst die Zukunft das Gesetz dieser Beziehungen kennen lehren, namentlich dann, wenn die Instrumente noch empfindlicher werden als sie jetzt sind. Herr Dr. MESSERSCHMIDT hat über dieses wichtige Thema bereits in unserer Arbeit: „Beiträge zur Erdbebenkunde in Bayern“, eine kleine Notiz geliefert; wir können hier nicht unterlassen, noch andere Fälle anzuführen, wo Erdbeben an den magnetischen Instrumenten sich bemerkbar machten:

Unter den älteren Wahrnehmungen dieser Art, deren Darstellung meist sehr unvollkommen und undeutlich ist, sind ganz besonders einige während des Erdbebens zu Lissabon gemachte bemerkenswert, welche wir in den schätzbaren Sammlungen über dieses Ereignis von KANT (Vermischte Schriften Bd. I S. 564, und physische Geographie Bd. II Abth. 2 S. 420) angeführt finden. Es sollen nämlich zu Augsburg am 1. November 1755 die Magnete ihre Gewichte abgeworfen haben, und die Nadeln in Unordnung geraten sein. Ebenso wurde zu Hohenems, an der östlichen Grenze der Schweiz, durch WUCHERER zur Zeit dieses Erdbebens am 9. Dezember, an einem Magnetstabe eine Bewegung im Sinne der Inklination beobachtet, indem während einer Erschütterung von 1 Minute Dauer der Faden, an welchem dieser Stab hing, um 40° aus der Vertikalen nach Süden abgelenkt wurde. Nach ROBINSON (System of mechanical Philosophy, TW. p. 371) wurde eine grosse Störung in der Deklination der Magnetonadel von MÜLLER zu Mannheim während des Erdbebens von Calabrien bemerkt.

Mit Übergehung vieler anderer ähnlicher Beobachtungen ist es wichtig, eine von A. v. HUMBOLDT anzuführen, welche beweist, dass die magnetischen Verhältnisse eines Ortes durch Erdbeben

SCHMIDT, Observator am magnetischen Institute der K. Sternwarte, überliess dem Verfasser das dortige Material zur Einsichtnahme, wofür hier der ergebenste Dank ausgesprochen wird.

Nicht unerwähnt soll endlich sein, dass auch die Kabelleitung München—Hof—Plauen—Berlin während dieses Erdbebens gestört war. Wir würden von diesem Vorkommnis keine besondere Notiz nehmen, wenn wir nicht die Gewissheit hätten, dass bei Erdbeben solche Störungen an der Tagesordnung sind. Die Münchener K. Telegraphen-Zentralstation stellte uns nämlich ihre Tagebücher, wo die Störungen der Telegraphen und Kabelleitungen aufgezeichnet werden, zur Einsichtnahme zur Verfügung, und wir ersahen daraus, dass bei Erdbeben diejenigen Kabelverbindungen fast regelmässig gestört waren, die durch das Schüttergebiet führten. Dass wir es auch hier mit magnetischen Störungen, hervorgerufen durch die Beben, zu tun haben, dürfte offensichtlich sein.

Nun zur Ursache unseres Bebens!

Es ist eine bekannte Tatsache, dass der auch jetzt noch fortdauernde Abkühlungsprozess unserer Erde Spannungen im Erdgefüge hervorrufft, welche sich in horizontale und vertikale zerlegen lassen. Lösen sich diese Spannungen aus,

auf eine dauernde Weise gestört werden können (Relat. hist. IV p. 25). Am 1. November 1799 wurde die Inklination der Magnetnadel zu Cumana, vermittelt eines BORDA'schen Inklinatoriums beobachtet, zu $43^{\circ}65'$ gefunden. Am 4. trat das so oft erwähnte Erdbeben ein; am 7. ward die Inklination wieder beobachtet, und sie betrug nur $42^{\circ}75'$, hatte sich also um $0^{\circ}9'$ verringert. Diese Verringerung war zugleich bleibend, denn im September 1800 betrug die Inklination an demselben Orte $42^{\circ}80'$; sie hatte also in der ganzen Zeit noch nicht die Grösse wieder erhalten, welche sie vor dem Erdbeben besass. Die Intensität des Erdmagnetismus war übrigens vor und nach dem Erdbeben sich gleich geblieben, denn die Nadel machte beide Male dieselbe Anzahl von Schwingungen in derselben Zeit, auch die Deklination schien unverändert. Etwas ganz ähnliches führt uns derselbe Beobachter noch nach der Vergleichung seiner eigenen mit späteren Beobachtungen in dem an Erdbeben so überreichen Lima an. Er fand nämlich die Inklination im Oktober 1802 dort $9^{\circ}59,4'$, nach dem Erdbeben vom 1., 3. und 5. November aber war sie auf $9^{\circ}12'$ (also um $47,4'$) gesunken; auch schienen Veränderungen in der Intensität des Erdmagnetismus eingetreten zu sein, denn vor dem Erdbeben machte die Nadel 219, nach derselben 213 Schwingungen (POGGEND. Annal. Bd. XXV S. 351) in 10 Minuten.

Bei der Erderschütterung, welche am 19. Februar 1822 zu Paris bemerkt wurde, beobachtete ARAGO (Ann. de Chemie XIX. p. 106) auf der Sternwarte viele Unregelmässigkeiten im Gange der Deklinations-Nadel, welche besonders in Oscillationen im Sinne der Länge der Nadel bestanden und von ARAGO sogleich unbezweifelt dem Erdbeben zugeschrieben wurden.

Ebenso unzweideutig war ferner eine ähnliche Beobachtung während des Erdbebens vom 23. Februar 1828 am Rheine und den Niederlanden. In einer Kohlengrube bei Mühlheim an der Ruhr nämlich, in 480 Fuss unter der Erde, war ein Markscheider mit Messungen beschäftigt, und als er sich eine Zeitlang des Kompasses hiezu bedient hatte, ohne etwas auffallendes bemerkt zu haben, ward die Nadel plötzlich so unruhig, dass er sie nicht mehr gebrauchen konnte. Sie schwankte selbst bis volle 180° von Nord- zum Süd-Pole, auch fanden Schwingungen der Inklination nach statt. Zu derselben Zeit aber waren gerade über der Erde die Erschütterungen beobachtet worden, von welchen in Gruben niemand eine Ahnung gehabt hatte (POGGEND. Annal. XII p. 328), wiewohl gegen 2500 Personen darin arbeiteten.

Auch dem Krakatoa-Ausbruch von 1883 folgten bedeutende magnetische Störungen (RATZEL. Die Erde und das Leben S. 206).

Allerdings möchten wir hier nicht unerwähnt lassen, dass mehrere Fälle angeführt wurden, wo keine Wirkung der Erdbeben auf die Magnetnadel verspürt wurde; doch wir möchten diesem Einwande entgegenhalten, dass eben die magnetischen Instrumente in diesen Fällen nicht fein genug waren, andererseits hat es vielleicht auch an nötiger exakter Beobachtung gefehlt.

Hoffentlich wird in der Zukunft dieser wichtigen Sache grössere Sorgfalt zugewendet und es dürfte sich zeigen, dass unsere eben angeführten Beispiele nicht ohne Bedeutung sein werden.

so folgt von selbst, dass hiedurch schiebende, faltende und sinkende Bewegungen der Erdkruste entstehen müssen. Beide Bewegungen können gleichzeitig, aber auch für sich allein auftreten. Die schiebende bzw. faltende Bewegung gibt Veranlassung zu den gefalteten Gebirgszügen, wie solche vielfach beobachtet werden können; die sinkenden Bewegungen hingegen rufen Einbrüche oder Senkungsfelder hervor. Das ganze weite Gebiet südlich vom Fichtelgebirge, Frankenwald, Thüringerwald, rheinischen Schiefergebirge z. B., welches im Osten vom Böhmerwald, südlich von der Donau und westwärts vom Schwarzwald—Odenwald begrenzt ist, bildet ein solches Senkungsfeld; ebenso muss man auch die böhmische Stufenlandschaft, vor allem in ihrem nördlichen Teil, als Einbruchsgebiet ansehen. — Zur Tertiärzeit begannen, wie man aus verschiedenen Annahmen schliesst, in der heutigen schwäbisch-fränkischen Landschaft, wie auch in Böhmen Bodenbewegungen, hervorgerufen durch Spannungen im Erdinnern. Die Folge war, dass senkrecht zur Spannungsrichtung Spalten und Brüche entstanden, die endlich ein Absinken der betreffenden Erdschollen zur Folge hatten. Während des Einsinkens gingen aber auch die vulkanischen Eruptionen an, welche in erster Linie durch den Druck der niedersinkenden Massen veranlasst wurden. Andererseits boten ebenso die vielfachen Spalten dem feurigflüssigen Material den bequemsten Weg zum Aufsteigen.¹⁾

Die vulkanische Tätigkeit in diesem Gebiete war jedoch in der Diluvialzeit bereits erloschen, allein die Kräfte, welche ehemals die Schichten von Franken und Böhmen zum Einsinken brachten, dauern noch heute fort, wenn auch ungleich schwächer als in der Tertiärzeit. Ob nicht das Erzgebirge sich sogar etwas

¹⁾ Die äussersten Spuren im Osten sind Basaltkuppen bei Oppeln, Schweidnitz, Liegnitz und Goldberg, welche die Verbindung der mitteleuropäischen vulkanischen Zone mit den vulkanischen Gebieten südlich der Karpaten (Matragebirge) herstellen; tertiäre Eruptivgesteine beobachtet man indes von Schlesien aus bis nahe an den Kamm des Riesengebirges (Basaltgänge an den Schneegruben) und vor allem im Lausitzer Gebirge. Die Hauptmenge dieser Berge sieht man aber vor allem zu beiden Seiten der Elbe, nördlich von der Stelle, an welcher die Eger einmündet; hier finden sich die imposantesten glockenförmigen Dome ausgebildet, wie wir als solchen ersten Ranges den prächtigen Milleschauer beispielsweise anführen können. Der Basalt hat in dieser Gegend die obere Kreide- und untere Braunkohlenformation des böhmischen Beckens durchbrochen und sich manchmal decken- oder stromartig auf dem unterliegenden Gestein ausgebreitet. Doch nicht nur hier, sondern fast überall westlich gewahrt man ähnliche Erscheinungen; dieselben finden an der bayerischen Grenze mit dem merkwürdigen Schlackenberge Kammerbühl zwischen Franzensbad und Eger ihren Abschluss.

Nun folgen auf bayerischem Grund die Basaltkuppen des Reichsforstes, vor allem der charakteristische Plössberg oder Roskopf und weiter aus der fernen Triasebene aufsteigend gewissermassen als Vorposten des Fichtelgebirges die ebenfalls basaltischen Kuppen des Rauhen Kulms und des Armannsberges.

Durch die gleichfalls isolierten Basaltberge der Heldburg, des Dolmars und der Gleichberge wird eine Verbindung mit der durch und durch vulkanischen Rhön hergestellt, von wo aus die vulkanische Reihe fast ununterbrochen bis zur hohen Eifel streicht.

Nicht immer kennzeichnet sich hier aber die vulkanische Eigenschaft durch zahlreiches Auftreten von Basalthöhen, sondern vielfach sind es andere Erscheinungen, welche die Vermittlungsrolle übernehmen. Ausser den weniger auffallenden Dingen müssen vor allem die heissen Quellen, wie wir sie am Südfusse des Riesengebirges (Warmbrunn, Reinerz), am Südabhang des Erzgebirges (Teplitz und Karlsbad), am Südabhang des Taunus (Wiesbaden) treffen, und die Kohlensäure enthaltenden Gewässer zu Alexandersbad, Kissingen, Selters, Ems etc., sowie endlich die Kohlensäurequellen des Brohltales genannt werden.

Diese ganze vulkanische Tätigkeit muss, weil sich hier untergeordnete Erscheinungen, wie Gasquellen, Erguss gashaltiger Wasser, heute noch lebhaft äussern, verhältnismässig jung sein; man hat aus verschiedenen Gründen geschlossen, dass sie der tertiären Zeit angehört.

hebt? In diesem Gebiet findet nämlich fortwährend ein seitliches Schieben und Drängen statt, und wo die Spannung in den starren Massen zu gross wird, bersten diese und an vorhandenen Bruchstellen verschieben sie sich um ein Geringes. (Daher vielleicht das kanonenschussartige Getöse bei Erdbeben?)

Herr Stadtgeologe KNETT hatte die Güte, zu meiner Erklärung noch folgenden Zusatz zu geben:

Er rechnet dies eben erwähnte Erdbeben zu dem Schwarmbeben. Solche Erdbeben wiederholen sich nach ihm in diesem Gebiete periodisch (1552, 1627, 1701, 1770, 1824 und 1897) und lassen sich erklären durch den von Südosten her auf das böhmische Massiv wirkenden Druck der Alpen. Dem Erzgebirge im Nordwesten komme dabei die Rolle eines seismischen Akkumulators zu; es kann die fremden Druckkräfte eine Zeitlang aufspeichern und gibt nach erreichter Spannungsgrenze sodann die aufgestapelte Energie nicht als einzigen verderblichen Stoss, sondern nach und nach als Schwarmbeben von sich, worin ein glücklicher Umstand liege.

Der Intermittenzcharakter des oben behandelten Bebens erweise sich als dem vom Jahre 1897 und 1824 analog und der 5., 6., 7. März 1903 entspreche dem 6., 7., 8. November 1897, bzw. 18., 19. und 20. März 1824. (Die betreffende Original-Publikation KNETTS, worin derselbe zuerst auf die Analogien zwischen Stosshäufigkeit und Stärkeverteilung der erzgebirgischen Schwarmbeben aufmerksam machte, befindet sich im „Lotos“ Bande vom Jahre 1899 Nr. 5 S. 1—25. Prag 1899.)

Das nächste periodische Schwarmbeben wäre nach KNETT erst zwischen 1950 und 1975 zu erwarten gewesen. Dass sich aber schon 1900 und 1901 neue Bebenschwärme einstellten, die KNETT als „spontane“ bezeichnet, bildete die erste Komplikation.

KNETT neigt auch der Ansicht zu, dass sich zwischen der Zwodau-Elsterlinie eine das Vogt- und Egerland verbindende, quer zum Streichen des Erzgebirges gerichtete Senkung vorbereitet, die sich erst nach Jahrtausenden verwirklichen werde. Ein solcher tektonischer Vorgang gehe anfangs ganz allmählich vor sich und eine Senkung von nur 1 cm müsse schon bedeutende Stösse für die Bewohner der Erdoberfläche mit sich bringen.

In dem Umstande, dass sich das Intermittieren des letzten Bebenschwarmes mit dem der bisherigen periodischen Schwarmbeben im Erzgebirge deckt, liegt die zweite Komplikation, wodurch sich nun die ganze Erscheinung zu einer gänzlich verwickelten gestaltet.

Teutsch- und Welsch-Neureuth, Knielingen und Mühlberg sowie Eggenstein.

Die Zone mittelstarker Erschütterung (FOREL'sche Skala 4 und 5) bildet gleichfalls eine von NW. nach SE. streichende Ellipse, deren Hauptachse mit jener der pleistoseismischen Zone zusammenfällt. Eine Fläche von 800 qkm einnehmend, liegt auch ihr Hauptgebiet in der Rheinpfalz, doch greift im Südosten ein kleiner Teil ihrer Schütterlinie auch in das nahe Elsass über, desgleichen nach Baden. Der Hauptstoss wird gleichfalls kurz nach 6 Uhr verspürt, doch scheint derselbe im Osten etwas später wahrgenommen worden zu sein als im Westen. Die Zahl der bayer. Ortschaften, die das Beben mittelstark verspürten, ist sehr gross. Hieher gehören: Ramberg, Eusserthal, Gräfenhausen, Annweiler, Dernbach, Weyher, Rhodt, Edenkoben, St. Martin, Alsterweiler, Maikammer, Kirrweiler, Hainfeld, Edesheim, Venningen, Altdorf, Böbingen, Freimersheim, Burrweiler, Gleisweiler, Essingen, Walsheim, Freisbach, Weingarten, Westheim, Germersheim, Zeiskam, Nieder- und Oberhochstadt, Knittelsheim, Bellheim, Ottersheim, Sondernheim, Hoerdt, Queichhambach, Albersweiler, Birkweiler, Bindersbach, Leinsweiler, Völkersweiler, Waldrohrbach, Silz, Münchweiler, Klingenmünster, Pleisweiler, Gleiszellen, Blankenborn, Birkenhördt, Bergzabern, Kapellen, Oberhausen, Dörrenbach, Oberotterbach, Dierbach, Schweigen, Schweighofen, Kapsweyer, Steinfeld, Niederotterbach, Schaidt, Vollmersweiler, Scheibenhardt, Berg.

Hieher gehören auch die Elsässer und Badischen Orte: Lauterburg, Au a/Rh., Karlsruhe, Leopoldshafen, Linkenheim, Forchheim, Mörsch, Grünwinkel, Daxlanden.

Beben von der Intensität 3 gehören schon zu den schwachen Erschütterungen (FOREL'sche Skala 3) und werden von den Menschen nur unter besonders günstigen Verhältnissen beobachtet. Hierüber haben wir zahlreiche Beispiele, sodass wir imstande waren, auf unserer Karte auch eine darauf bezügliche Zone einzeichnen zu können. Auch dieses Gebiet hat die Ellipsenform und eine von NW. nach SO. streichende Achse. Trippstadt und Ettlingen dürften wohl die beiden Endpunkte dieser Achse sein. Am Schwarzwaldmassiv hat sich die Bebenwelle scheinbar gebrochen, denn Herr Prof. LEUTZ konnte aus diesem Horstgebiete keine Bebenorte ermitteln. Die uns bekannten vom Beben schwach betroffenen Orte aus der Pfalz, aus dem Elsass und aus Baden sind: Trippstadt, Elmstein, Lambrecht, Neustadt a/H., Hambach, Speyerdorf, Lachen, Duttweiler, Diedesfeld, Geinsheim, Gommersheim, Schwegenheim, Germersheim, Lingenfeld, Mechttersheim, Leimen, Hofstätten, Rinntal, Wilgarts-wiesen, Hinterweidenthal, Hauenstein, Dahn, Erfweiler, Bruchweiler, Dimbach, Oberschlettenbach, Vordorweidenthal, Niederschlettenbach, Büllenborn, Bobenthal, Weissenburg, Steinmauern, Oetigheim, Bietigheim, Elchesheim, Ettlingen, Durmersheim, Beiertheim, Ruppurr, Liedolsheim, Russheim, Guttenheim, Rheinsheim, Philippsburg, Oberhausen.

Bezüglich der Zahl der Hauptstösse, der Stossrichtung derselben, ihrer Dauer u. s. f. gehen die Angaben der Beobachter ziemlich auseinander. Wir halten es deshalb für angezeigt, die Resultate hierüber in folgender Tabelle wiederzugeben:

Ort	Zahl der Hauptstöße	Dauer derselben	Richtung derselben	Zeit der Wahrnehmung	Standpunkt des Beobachters
1. Kandel	2	je 3 Sek.	N.—S.	kurz n. 6 U.	
Kandel	3	" 3 "	S. n. N.	6 ¹⁰	
Kandel	2	" 4 "	S. n. N.	6 ⁵	
Kandel	2	" 2 "	W. n. O.	6 ⁵	2. Stock
2. Minfeld	—	" 6—8 "	—	kurz n. 6 U.	
3. Hagenbach	1	" 2 "	W.—O.	6 ⁰⁸	
4. Rohrbach	4	" 4—5 "	O.—W.	6 ⁰⁸	1. Stock
5. Winden	4	—	—	6 ⁰⁸	Hofraum
6. Oberrotterbach	1	—	S.—N.	6 ¹⁵	im Freien
7. Birkweiler	1	" 4—5 "	S.—N.	kurz n. 6 U.	
8. Wörth	—	" 5—6 "	S. n. N.	5 ⁵⁷	Erdgeschoss
Wörth	2	" 2—3 "	O.—W.	kurz n. 6 U.	
Wörth	1	—	W.—O.	5 ⁵⁰	
9. Maximiliansau	3	" 4—5 "	—	kurz n. 6 U.	
10. Bergzabern	—	" 2 "	O.—W.	6 ⁵	1. Stock
11. Lindelbrunnerhof (Forsthaus)	1	—	—	6 ⁵	1. "
12. Birkenhördt	1	—	S.—N.	kurz n. 6 U.	2. "
13. Silz	1	" 2—3 "	O.—W.	6 ¹⁰	1. "
14. Sondernheim	3	—	W.—O.	6 ⁰⁸	1. "
Sondernheim	1	—	—	6	1. "
15. Leimersheim	2	" 3 "	N.—S.	6 ⁵	Erdgeschoss
16. Forsthaus Holdenstein bei Edenkoben	1	" 2 "	—	6 ¹⁵	2. Stock
17. Forsthaus Scheibenhardt	—	" 3—4 "	S.—N.	6	1. "
18. Forsthaus Bienwaldmühle	—	" 3 "	NO.—SW.	6	Erdgeschoss
19. Schaidt	1	" 2 "	S.—N.	6 ⁰⁵	1. Stock
20. Forsthaus Langenberg	1	" 3—4 "	S.—N.	6 ⁰⁵	im Hofraum
21. Langenberg	1	—	NW.—SO.	6 ¹⁰	im Haus, 1. St.
22. Büchelberg	1	" 1—2 "	S.—N.	6	1. Stock
23. Kapsweyer	1	" 4 "	SW.—NO.	6 ¹⁰	2. "
24. Bobenthal	—	" 1—2 "	—	6 ⁵	2. "
25. Forsthaus Erzgrube b. Niederschlettenbach	—	" 1½ "	—	6	im Freien
26. Hayna	2	" 2—3 "	S.—N.	kurz n. 6 U.	1. Stock
27. Herxheim bei Landau	—	—	S.—N.	" " 6 "	1. "
28. Freckenfeld	3 2	" 3 " " 4—5 "	— O.—W.	" " 6 " 6 ⁵	1. " Erdgeschoss
29. Annweiler	1	—	—	6 ¹⁵	Parterre
30. Rinthal	1	—	—	6	"
31. Forsthaus Annweiler im Pfulzerwald	—	—	—	—	—
32. Bindersbach	1	" 5 "	N.—S.	6 ¹⁵	Parterre
33. Wilgartswiesen	1	—	SW.—NO.	kurz n. 6 U.	1. Stock
34. Eusserthal	—	einige Sek.	—	6 ⁸	} 2. "
Eusserthal	1	—	—	6 ⁸	
Eusserthal	1	—	—	6 ⁸	
35. Büchelberg	4	je 2 Sek.	S.—N.	6 ¹⁰	
36. Edenkoben	—	—	—	6 ⁹ —6 ¹⁰	
Edenkoben	—	—	—	6	Erdgeschoss
37. Edesheim	2	—	—	6, 6 ¹⁵	1. Stock
38. Essingen	2	—	—	6 ⁷ , 6 ⁸	Erdgeschoss

Ort	Zahl der Hauptstöße	Dauer derselben	Richtung derselben	Zeit der Wahrnehmung	Standpunkt des Beobachters
39. Schwarzbach b. Elmstein	—	einige Sek.	—	1/7	1. Stock
40. Impflingen	—	1 Min. (?)	—	1/7 ?	—
41. Neustadt a/H.	2	—	—	6	1. Stock
42. Rheinzabern	2	—	SW.—NO.	6 ³⁰	—
Rheinzabern	2	8—10 Sek.	SW.—NO.	kurz n. 6 U.	Freien (Hofr.)
43. Klingenmünster	2	3—4 „	S.—N.	„ „ 6 „	—
44. Billigheim	—	—	O.—N.	„ „ 6 „	im Freien
45. Birkweiler	1	4—5 „	S.—N.	„ „ 6 „	1. Stock
46. Steinfeld	2	—	—	„ „ 6 „	1. „
Steinfeld	1	—	—	„ „ 6 „	—
47. Lauterburg	1	2 „	W.—O.	„ „ 6 „	—
48. Weissenburg	1	2 „	W.—O.	„ „ 6 „	—
49. Karlsruhe	2	4 „	—	6. 6 ³⁰	—
50. Mühlburg	2	4 „	—	6 ¹⁰	im Freien
51. Leimen	1	—	wellenförmig	kurz n. 6 „	—
52. Weingarten	1	—	—	„ „ 6 „	1. Stock
53. Maikammer	1	—	W.—O.	6 ⁸	—
54. Arzheim	2	3 „	W.—O.	6 ⁸	im Freien
55. Nussdorf	2	—	O.—W.	6 ⁵	—
56. Hainfeld	1	—	—	kurz n. 6 „	1. Stock
57. St. Martin	—	—	O.—W.	6	—
58. Münchweiler	1	—	N.—S.	6	—
59. Schindhard	—	—	O.—W.	6	im Freien
60. Oberlustadt	2	3 „	SW.—NO.	6 ³⁰	—
61. Niederlustadt	2	—	—	6	im Freien
62. Kubardt	3	4—5 „	O.—W.	1/7	1. Stock
63. Oppenhofen	4	4—5 „	O.—W.	kurz n. 6 „	—
64. Eschbach	—	1/2 Min. (?)	SW.—NO.	„ „ 6 „	—
65. Waldrohrbach	1	—	—	„ „ 6 „	—
66. Wernersberg	2	—	O.—W.	5 ³⁰	Erdgeschoss
67. Queichheim	1	8—10 Sek.	N.—S.	kurz n. 6 „	1. Stock
68. Gräfenhausen	2	—	SW.—N.	„ „ 6 „	—
69. Pleisweiler	2	—	O.—W.	6 ¹⁰	1. Stock

Dem Hauptstosse um 6⁵—6¹⁰ am 22. März folgten noch mehrere Erschütterungen im Laufe dieses Tages. Wir erhielten hierüber folgende Nachrichten:

In Impflingen wurde auch früh 7 Uhr ein Stoss verspürt, der eine Minute (?) dauerte; ¹⁾ desgleichen zu Kandel, wo mehrere, aber ganz schwache Erschütterungen stattfanden. ²⁾

Zu Kandel wurden gegen 1/2 10 Uhr weitere Stöße wahrgenommen, ³⁾ die sich gegen 1/2 2 Uhr nachmittags wiederholten. ⁴⁾

Nachmittags 2 Uhr war das Nachbeben wieder ziemlich heftig. Die Münchener Neuesten Nachrichten schrieben darüber (Nr. 138): „Kaiserslautern:

¹⁾ M. N. Nr. 188.

²⁾ Pf. K. Nr. 69.

³⁾ Pf. K. Nr. 69.

⁴⁾ Ebenda.

Gestern morgens 6 Uhr und nachmittags 2 Uhr wurden im südlichen Teile der Vorderpfalz von Landau bis Winden und Wörth beinahe in sämtlichen Orten so starke Erdstöße verspürt, dass die Leute erschreckt ins Freie eilten, da sie das Einstürzen der Häuser befürchteten.“ Thatsächlich war der Erdstoss in Pfortz um 2 Uhr nachmittag so stark, dass ein Schornstein einstürzte.¹⁾ Aus Teutschenreuth wurde mitgeteilt, dass wenige Minuten vor 2 Uhr mittags ein Erdstoss vernommen wurde, der ungefähr 8 Sekunden dauerte. In der Kirche war gerade Konfirmandenprüfung. Die Bänke gerieten in Schwanken und die Fenster zerbrachen, sodass die Menge auf die Strasse floh. Auch in dem benachbarten Knielingen wurden starke Erdstöße verspürt und spielten sich ähnliche Szenen in der Kirche ab.²⁾

Ein Bericht aus Karlsruhe sagt: Ein in der dortigen Friedrichsstrasse wohnender Herr sei durch die Erschütterung um 2 Uhr aus dem Mittagsschlaf erwacht und aus dem Bette gefallen. Dessen Hund habe sich heulend und winselnd in die Ecke verkrochen. Viele Leute rannten auf die Strasse, andere wieder an das Telephon, um sich zu erkundigen, was denn eigentlich „los“ sei. In der Eisenlohrstrasse stürzte ein Kronleuchter von der Zimmerdecke; in vielen Häusern wurden Möbel durch die Heftigkeit der Stöße vom Platze gerückt. In der Kaiserstrasse wurde ein Herr, als er eben sein Mittagsschläfchen hielt, durch das Erdbeben unliebsam vom Sofa aufgerüttelt.³⁾ Nach anderen Angaben wurden zu Karlsruhe wenige Minuten vor 2 Uhr die Stöße bemerkt und sollen ca. 8 Sekunden gedauert haben.⁴⁾ Nach der Aussage der dortigen Meteorologischen Station war die Erschütterung um diese Zeit eine rüttelnde, kurz andauernde Bewegung.

Zu Kandel war die Erschütterung um 2 Uhr mit einem dumpfen, unterirdischen Rollen begleitet. Die Stossrichtung war von O. n. W. Die Haustiere zeigten, wie bei der Erschütterung am Morgen, allenthalben grosse Unruhe. Die Hähne krächten, die Hunde heulten und die Kühe versuchten sich von den Ketten loszureissen.⁵⁾ Nach Angabe des Herrn Forstwart GUCKERT von Kandel fanden auch um 2¹⁵ nachmittags zwei kräftige, in der Richtung von W.—O. sich bewegende Erdstöße statt. Dieselben dauerten 5—6 Sekunden und waren von einem donnerähnlichen Getöse begleitet!⁶⁾

In Maximiliansau wurde um 2 Uhr ein heftiger Erdstoss verspürt, der 2 Sekunden anhielt.⁷⁾ Nach den Zeitungsnachrichten wurde ein Bewohner dieses Ortes, der sich in gebückter Stellung in seinem Garten befand, durch die Erschütterung ganz zu Boden geworfen.

Herr Forstmeister PUSTER hatte die Güte, eingehend über diesen Erdstoss um 2 Uhr zu berichten. Er schrieb: „Ich las gerade meine Zeitung nach dem Essen und sass auf dem Kanapee. Da plötzlich ein Klirren der Fenster, Türen und Öfen. Die Hausglocke läutete und ich verspürte sehr deutlich eine Wellenbewegung NW. nach SO. Die Dauer des Bebens schätzte ich auf 4 Sekunden. Der Stoss war sehr kräftig.“⁸⁾

¹⁾ L. A. Nr. 70.

²⁾ L. A. Nr. 70.

³⁾ L. A. Nr. 70.

⁴⁾ Pf. K. Nr. 70.

⁵⁾ Pf. K. Nr. 69.

⁶⁾ O. B.

⁷⁾ B. A. Nr. 69; auch P. K. Nr. 69.

⁸⁾ O. B.

Herr Forstamtsassessor BENDERT, ebenfalls im Forsthaus Langenberg, spürte gleichfalls den Stoss um 2 Uhr. Herr BENDERT war im Hofraume und bezeichnet den Stoss von S. nach N. gehend. Die Erschütterung soll sehr bedeutend und von einem donnerähnlichen Geräusche begleitet gewesen sein.¹⁾

Herr Forstwart FATH hat um 2 Uhr das Beben zu Wörth a/Rh. verspürt;²⁾ desgleichen Waldwärter STEIN um 1⁵⁵ im gleichen Ort.³⁾

Zu Langenberg wurde auch um 4¹⁴ nachmittag ein schwacher Stoss wahrgenommen. Herr Forstmeister PUSTER schrieb: „Ich machte um diese Zeit gerade einen Spaziergang im Walde in der Nähe des Forsthauses. Ich hörte nun ein donnerähnliches Rollen und deutlich verspürte ich wieder eine Wellenbewegung von NW. n. SO., welche mit einem kräftigen Ruck endete. Dauer etwa 4 Sekunden.“ Herr Forstassessor BENDERT dortselbst will den Stoss um 5 Uhr im Hofraume bemerkt haben. Dieser soll 3--4 Sekunden gedauert und schwach gewesen sein.⁴⁾

Zu Wörth a/Rh. wurde von Herrn Forstwart FATH nachmittags 3 Uhr ein leichter Stoss bemerkt; von Forstwart GUCKERT ein solcher zu Kandel um 6 abends.⁵⁾

Auch ein Nachbeben konnte bei dieser Katastrophe konstatiert werden.

In der Nacht vom 22. zum 23. sowie am nächsten Tage hatte Herr Forstmeister PUSTER zu Langenberg deutlich drei Nachbeben wahrgenommen!⁶⁾

In Rheinzabern wurde am 24. März ein kurzer Stoss verspürt,⁷⁾ desgleichen am 26. März um 2 Uhr nachmittags in Maxau und Kandel sowie um 10 Uhr 10 Min. am gleichen Tage in Kandel und Umgegend.⁸⁾ Auch Herr Forstmeister PUSTER aus Langenberg verspürte letzteren Stoss. Er schrieb: „Donnerstag, den 26. III. 03 vormittags 10 Uhr fand nochmal ein kräftiger Erdstoss statt. Die Hausglocke läutete von selbst und ich verspürte eine Wellenbewegung von NW. nach SO. Dauer etwa 4 Sekunden.“

Am 27. März sind in Kandel und Hagenbach weitere Beben beobachtet worden.¹⁰⁾

Ob nicht auch die am 29. März und 2. April erfolgten Erdstöße in Baden und Württemberg mit dem erwähnten Pfälzerdbeben zusammenhängen? Die Münchener Neuesten Nachrichten brachten nämlich folgende Mitteilung (Nr. 151 und 159):

„Stuttgart, 30. März. In mehreren Orten Württembergs und Hohenzollerns wurden Sonntag abends (29. März) 9 Uhr 35 Minuten Erdstöße, von unterirdischem Getöse begleitet, wahrgenommen.“ —

„Hechingen, 30. März. In der letzten Nacht wurde ein heftiger, von Osten nach Westen gehender Erdstoss verspürt, der von einem unterirdischen Getöse begleitet war. Auch im Nagoldtale wurde ein Erdbeben bemerkt.“ —

„Hechingen, 3. April. Gestern abend wurde abermals ein Erdbeben mit starkem unterirdischem Getöse wahrgenommen.“

Endlich meldete noch der Pfälzer Kurier vom 11. April 1903 Nr. 85 S. 2:

„Kandel, 9. April. In der Nacht vom 8. auf 9. April wurden dahier um $\frac{3}{4}$ 12 Uhr wieder zwei Erdstöße in rascher Aufeinanderfolge verspürt.“

1) O. B. }
 2) O. B. } Diese wie die anderen mit O. B. bezeichneten Nachrichten erhielt ich
 3) O. B. } wie schon oben erwähnt, durch die geognostische Abteilung des Kgl. Oberberg-
 4) O. B. } amtes in München. Ich bin nun vom Vorstand der geologischen Landesunter-
 5) O. B. } suchung, Herrn Oberbergrat Prof. Dr. v. AMMON, ermächtigt worden, in seinem
 6) O. B. } Namen den Herrn Beamten der Kgl. Forstämter, durch welche das wertvolle
 Material dem Oberbergamt zugestellt wurde, den verbindlichsten besten Dank
 bei dieser Gelegenheit zu Ausdruck zum bringen.

7) Siehe Sitzungsber. der math.-phys. Klasse 1903 „Beiträge zur Erdbebenkunde von Bayern“, von J. REINDL. S. 198.

8) Ebenda.

9) O. B.

10) Siehe Sitzungsber. der math.-phys. Klasse 1903 „Beiträge zur Erdbebenkunde von Bayern“ etc. S. 198.

II. Teil. Bemerkungen und Erklärungen zu dem Hauptbeben am 22. März.

Interessant ist, dass am 22. März gegen 6 Uhr früh auch in Landstuhl eine Erderschütterung verspürt wurde.¹⁾ Ob sich das Gebiet makroseismischer Bewegung bis dorthin erstreckte, oder ob wir es hier vielleicht mit einem kleinen Relaisbeben zu tun haben, konnte nicht festgestellt werden. Von Trippstadt an bis Landstuhl meldete keine einzige Ortschaft positiv, weswegen die Erschütterung zu Landstuhl wegen ihrer Isoliertheit vielleicht als ein sehr kleines Relaisbeben betrachtet werden kann. Auch wäre ein kleines Einsturzerdbeben, verursacht durch das grosse Beben im Südosten, leicht denkbar.

Was die Dauer des Hauptstosses betrifft, so wird man im allgemeinen bis 4 Sekunden als richtig annehmen können; in einzelnen Fällen mögen es auch mehr gewesen sein. Von mehreren Orten wurden 8 Sekunden gemeldet. Das Beben am Nachmittag war bedeutend kürzer als am Vormittag. Die Art der Stösse war zum Teil aufeinanderfolgend, an anderen Orten mehr eine schüttelnde. An verschiedenen Orten der Pfalz wurde ein donnerähnliches Rollen wahrgenommen, in der Rheingegend wird von einem Vorbergehen des Donners mit nachfolgendem Stoss gemeldet. In Karlsruhe wurde das Beben wie ein Windstoss wahrgenommen. Ziemlich gross ist die auch Zahl der Berichte, in denen von einem unterirdischen Geräusch gesprochen wird, an anderen Orten von einem bebenden Geräusch.

Die Längserstreckung des Erschütterungsfeldes beträgt, wenn wir Ettlingen als nahe an dessen Rand annehmen, bis Trippstadt 90 km, und die Breite von Weissenburg bis Neustadt a/H. 60 km.

Der Flächeninhalt des makroseismischen Areales dürfte gegen 1600 qkm betragen.

Das Verhalten der Tiere war das bei Erdbeben gewöhnliche²⁾: sie zeigten grosse Furcht. Die Haustiere wurden allenthalben unruhig, Kühe suchten sich loszureissen, Hunde heulten und Hühner versteckten sich.

¹⁾ Siehe Pfälzer Presse Nr. 83 S. 3.

²⁾ Schon der Sophist CLAUDIUS AELIANUS berichtet in seinen „Tiergeschichten“ XI, 19, dass fünf Tage vor dem Untergange von Helike alle Mäuse, die Wiesel, Schlangen, Skolopender und Sphondylen in Masse nach dem Wege nach Kerynia ausgezogen seien. (HOERNES, Erdbebenkunde 1893, p. 137). Auch beim Lissabonner Beben 1755 bedeckte zu Cadix eine bisher ganz unbekannt Insektenart den Erdboden. (WOERLE, der Schütterbezirk des grossen Bebens zu Lissabon.) Auch bemerkte schon LE GENTIL auf seiner Reise nach beiden Indien (Nouveau voyage autour du monde I, p. 172. BUFFON hist. nat. I, p. 521), dass gewöhnlich vor Erdbeben die Ratten und Mäuse, Maulwürfe, Eidechsen und Schlangen ihre Schlupfwinkel verlassen und unruhig hin und herlaufen; ganz dasselbe wissen wir auch von den in der Erde lebenden Insekten, als Ameisen, Grillen. Bestätigungen dieser Tatsache verdanken wir auch A. v. HUMBOLDT. Er erwähnt, dass in den grossen Llanos von Venezuela die Alligatoren bei Erdbeben ihre Pfützen verlassen und aufs Trockene gehen (Relat. hist. V, p. 57). Dieser Einfluss erstreckt sich auch auf grössere Säugetiere, welche einen besonders scharfen Geruch haben oder sehr gebückt zur Erde gehen; unter diesen zeichnen sich vorzugsweise Hunde, Ziegen und Schweine aus. Die Empfindlichkeit der letzteren Tiere für diese Einflüsse soll so anerkannt sein, dass ängstliche Personen, während sie das Herannahen von Erdbeben fürchten, mit besonderer Aufmerksamkeit auf das Benehmen derselben achten. Von einer ganz allgemeinen Unruhe der Tiere vor Erdbeben liefert POLI ein treffendes Bild bei der Beschreibung der Erschütterung zu Neapel am 26. Juli 1805; er sagt bei dieser Gelegenheit wörtlich (Memoria sul tremuoto di 26. Luglio 1805, p. 48 seq.): „Ich will nicht unterlassen, hier noch des gewohnten Vorzeichens zu erwähnen, welches von den Tieren ausging. An allen Orten, wo die Wirkungen des Erdbebens sehr fühlbar waren, fingon einige Minuten vor dem Eintreten der Stösse die Rinder und die Kühe an laut zu brüllen; die Schafe und die Ziegen blökten und, beunruhigt durch-

Bezüglich des fliessenden Wassers ist zu bemerken, dass sehr viele Quellen und Bäche am betreffenden Tage trübes und schmutziges Wasser hatten.

Und die Ursache dieses Bebens?

Dass wir es hier mit einem tektonischen oder Gebirgsbeben zu tun haben, liegt auf der Hand. Unser pleistoseismisches Schüttergebiet liegt grösstenteils in jener gewaltigen Bruchlinie, die wir den „Rheinischen Graben“ bezeichnen. Die Erhebung der Rheinischen Gebirge und die Senkung der Oberrheinischen Tiefebene erfolgten weder auf einmal noch längs je einer Verwerfungsspalte, sondern geschahen nach und nach an ganzen Schwärmen einzelner Verwerfungen. Der Dislokationsprozess hat während der Tertiärzeit begonnen und zwar in ungleich stärkerem Grade als jetzt. Damals haben sich an die Senkung der Rheinebene noch vulkanische Erscheinungen geknüpft. Ehe noch ein Meeresarm durch die Talung hindurchgriff, traten im Norden, allerdings in beschränkter Masse, Basalte zutage, vor allem baute sich aber später im Süden in der Rheinebene selbst ein grosser Vulkan auf, dessen Skelett heute als der Kaiserstuhl bei Freiburg erscheint. Als Nachwirkungen dieser an die Herausbildung der Rheinebene sich knüpfenden vulkanischen Tätigkeit dürften wahrscheinlich die Thermen von Badenweiler und Baden zu betrachten sein. Während der Miozänzeit endlich stellten sich am Nordende der Ebene abermals mächtige vulkanische Eruptionen ein, welche in der Umgebung von Frankfurt topographisch nicht sonderlich hervortretende Basaltvorkommnisse hinterlassen haben, die jedoch weiter nördlich das Vogelsgebirge aufbauten. Nachwirkungen der jüngsten vulkanischen Tätigkeit dürften in den zahlreichen Thermen zu erkennen sein, welche am Nordsaume der Oberrheinischen Tiefebene zu Tage treten. So bei Wiesbaden, Soden, Kronthal, Homburg und dem bereits zum hessischen Berglande gehörigen Nauheim.

Der Vulkanismus war bereits in der Pliozänzeit im Rheinischen Grabenbruch erloschen, allein die tektonischen Störungen dortselbst hörten nicht auf. Sie reichen, teilweise mit ihren gerade am unsichersten zu erklärenden Erscheinungen, bis tief herein in die Quartärzeit. Sollten ihre letzten Nachwirkungen nicht in den Erderschütterungen zu suchen sein, welche dieses Gebiet verhältnismässig

einander stürzend, suchten sie die Netze und das Flechtwerk der Hürden zu durchbrechen; die Hunde heulten fürchterlich, die Gänse und Hühner gerieten in Verwirrung und machten grossen Lärm. Die Pferde tobten in ihren Ställen und rissen sich wütend vom Zügel los, diejenigen derselben aber, welche auf der Strasse waren und liefen, standen plötzlich still und schnaubten in ganz ungewöhnlicher Weise. Die Katzen liefen erschreckt davon und suchten sich zu verbergen oder sie sträubten wild das Haar. Man sah die Kaninchen und die Maulwürfe aus ihren Löchern hervorgehen, die Vögel wurden von ihren Ruhesitzen aufgeschreckt und die Fische schwammen ans Ufer, wo sie in grosser Menge beim Granatello erhascht wurden. Es gab auch Hunde, welche ihre Herren wenige Minuten vor dem Erdbeben gewaltsam aufweckten, gleichsam als wollten sie sie rufen und warnen vor der nahe bevorstehenden Gefahr und welche auf diese Weise wirklich auch deren Rettung bewirkten.“

Dieses auffällige Benehmen der Tiere vor und bei Erderschütterungen ist wahrscheinlich in deren scharfen Sinnesorganen begründet, mit denen sie auch die für uns nicht mehr merklichen, ganz schwachen Pulsationen der Erde empfinden.

Freilich drängt sich hier auch die Frage auf, wie gelangt aber der Mensch dazu (was häufig der Fall ist), vor einem Erdbeben unter dem Eindrucke einer Herzbeklemmung, einer Ohnmacht oder eines Angstgefühles leiden zu müssen? Man kann hierüber die persönliche Meinung haben, dass gar mancher Mensch, namentlich der nervöse oder überhaupt kränkliche, der ohnehin physischen Einflüssen besonders zugänglich ist, von auftretenden Naturerscheinungen in seinem ganzen Wesen stärker beeinflusst und unwillkürlich, z. B. bei einem Gewitter, in Unruhe versetzt wird.

sehr häufig heimgesucht haben? Ohne Zweifel sind die unterirdischen Bewegungen, welche aus der Tiefe herauf ihre Wirkungen bis zur Oberfläche erstrecken, noch immer, wenn auch schwächer als in der Tertiärzeit, in Aktivität.¹⁾

„Von Strassburg, Speyer, Worms, Mannheim und Mainz“, schreibt GÜMBEL, „wird in den alten Chroniken gar häufig erwähnt, dass sie von Erdbeben heimgesucht worden sind, wie denn überhaupt die durch tief niedergehende Zerspaltungen und Einsenkungen entstandene Rhein-Talung als in hohem Grade den aus der Tiefe wirkenden Bewegungen in der Erdrinde zugänglich angesehen werden muss. Es sei nur an das langandauernde Erdbeben vom 30. Oktober 1869 in Gross-Gerau erinnert, das durch einen grossen Teil der Pfalz verspürt wurde und in den Erschütterungen vom 10. Februar 1871 sein Nachspiel hatte, sogar noch in den Jahren 1873 bis 1876 sich wiederholte. Auch das niederrheinische Erdbeben vom 26. August 1878 erstreckte sich über einen grossen Strich der Pfalz und als eigentlich pfälzisches Erdbeben kann jenes vom 24. Januar 1880 gelten, das besonders in Landau sich fühlbar machte.“²⁾

Das Pfälzer Schüttergebiet liegt, wie bereits erwähnt, an jenem grossen Rheinbruch. Steil fällt hier die Haardt in die Tiefe. Aber ausser diesen östlichen Randbrüchen lassen sich noch mehrere andere Verwerfungsspalten nachweisen, die den Haardtkomplex zertrümmern: so z. B. eine gewaltige Spalte, die von Süden her über Wilgartswiesen kommt und über das Annweiler Forsthaus gegen den Eschkopf und dann knieförmig gebrochen über Iggelbach, Elmstein nach Weidenthal zieht. Längs derselben liegen die Schichten auf der Ostseite um 100 m tiefer als auf der Westseite.³⁾

Die meisten Pfälzer-Erdbeben haben an diesen Bruchlinien ihren Herd gehabt und ihr Schüttergebiet hat dementsprechend eine süd-nördliche Richtung verfolgt. Beim Erdbeben vom 22. März 1903 ist aber die Hauptachse des Bewegungsgebietes vom SO. nach NW. gerichtet, was uns die Vermutung gibt, dass hier ein Querbruch in dieser Richtung das Gebirge durchsetzt. Der Form nach ist dieses Beben ein Querbeben, und ohne Zweifel auch dem Ursprunge nach. Die grosse Längserstreckung des pleistoseismischen Gebietes sagt sofort, dass hier eine Spalte (und kein Punkt) der Herd der Erschütterung gewesen sein muss, und diese Spalte kann nur eine Richtung von SO.—NW. haben. Freilich ist dieser Quer-

¹⁾ Herr Hofrat Professor Dr. HAID aus Karlsruhe konstatierte z. B. bei dem Erdbeben am 24. Januar 1880 auf der Strecke zwischen Strassburg und Appenweier ziemlich bedeutende Höhenänderungen. Auch bei diesem Erdbeben am 22. März stellte er eine Neigung des Gebietes von 0,472—0,268 Bogensekunden fest. (Siehe: „Die letzten Erdbeben in Baden und in der Pfalz“, Vortrag von Dr. SCHWARZMANN. L. A. Nr. 75.)

²⁾ Besonders hervorzuheben sind das Vierwaldstädter Erdbeben vom 7. und 8. September 1601, das Walliser vom 19. (9?) Dezember 1755, das Altdorfer (?) vom 10. November 1774, das Walliser vom 25. und 26. Juli 1855; ferner wurden Erderschütterungen in den rheinischen Gegenden wahrgenommen: am 13. Februar 838, 1. Januar 855, im Jahre 1021, am 26. März (April?), 1081, in den Jahren 1146 und 1289, am 18. Oktober 1356, 19. Januar 1528, 19. Februar 1571, im Jahre 1577, am 29. November 1624 (1623?), im Jahre 1626, am 18. November 1642, 2. Mai 1682, 4. Dezember 1690, 3. August 1728, 18. Mai 1733, 11. und 12. Mai 1737 (Landau), 1. November 1755 (Lissaboner Erdbeben), 18. Februar und 24. Mai 1756, 28. November 1776, 2. April 1783, 14. Mai und 12. November 1784, 4. November 1787, 13.—16. Juli 1789, 2. Januar 1802, 9. Mai 1805, 28. November 1822, 21. November 1823, 23. Dezember 1825, 2.—3. November 1837, 7. Februar 1839, 21. April 1845, 29. Juli 1846, 12. Juli 1851, 12. Januar 1856, 24. Mai 1858, 13. Januar und 22. Oktober 1869, 5. Februar und 29. März 1878, 24. Februar 1881, 15. März 1886, 9. Oktober 1886, 25. und 26. Januar 1903. (Siehe v. GÜMBEL in Sitzungsberichten d. bayer. Akad. d. Wissenschaften, math.-physik. Kl. 1889, Bd. XIX. S. 87 u. ff. Vergl. auch Geogr. Abhandl. f. d. Reichslande. I. Heft. 1892. Ferner: „Beiträge zur Erdbebenkunde von Bayern“ von Dr. JOS. REINDL., Sitzungsber. d. bayer. Akad. der Wissenschaften, math.-physik. Klasse 1903 vom 7. März.)

³⁾ Siehe v. GÜMBEL, Geologie von Bayern II. Bd. S. 1021 (Cassel 1894).

Aufgabe¹⁾ gemacht, auf diese Grundlage hin eine erneute geognostische Untersuchung des Terrains vornehmen zu lassen, um die mit der Ölführung des Gebirges in Zusammenhang stehenden Verhältnisse nach Möglichkeit kennen zu lernen. Zu dem Zwecke wurde dem Berg- und Salinenpraktikanten WOLFRAM FINK der Auftrag erteilt, die in seine praktische Ausbildungszeit fallenden geognostischen Untersuchungsarbeiten im Tegernseer Lande zu betätigen. Die Einführung des



Figur 1.
Gletscherschliff am Angermannhügel bei Gmund am Tegernsee.

Praktikanten übernahm der k. Landesgeologe Herr Dr. OTTO REIS, welcher schon früher gründlichsten Studien in verschiedenen Gebieten der bayerischen Flyschberge oblag. Vorwiegend aus Flyschbildungen bestehen nämlich auch die Höhen, zwischen denen der Tegernsee eingesenkt ist. Herr FINK wird die Resultate seiner Begehungen und Ermittlungen binnen kurzem in einer Abhandlung über das Tegernseer Gebiet mit beigelegter geologischer Karte niederlegen.

Auf den von den beiden genannten Herren gemeinsam ausgeführten Touren fand nun der Gletscherschliff bei Gmund eine erneute Beachtung. Der Platz scheint mir wichtig genug, um ihn einer besonderen Besprechung zu unterziehen.

¹⁾ Es wird überhaupt angestrebt, geologisch wichtige einer Revision benötigende Landesstriche der älteren Aufnahmegebiete nach Massgabe der verfügbaren Kräfte (ohne dabei den Gang der laufenden Aufnahmen zu stören) einer Neubearbeitung zu unterziehen. Eine solche ist beispielsweise auch hinsichtlich der Münchberger Gneissinsel vorgesehen, zur Zeit fehlt aber noch die topographische Unterlage für eine Karte in grösserem Massstabe: man hat deshalb versucht, durch petrographische Arbeiten (Geognost. Jahreshfte 1902 S. 65—156) einstweilen vorbereitendes Material zu sammeln.

Von dem Schliff waren Teile schon früher sichtbar. Der Landesuntersuchung ist der Punkt längst bekannt gewesen, doch bot sich gerade keine Gelegenheit dar, den Schliff irgendwo eingehender zu behandeln. In der Literatur geschah meines Wissens seiner zuerst Erwähnung in dem für die bayerische Seenkunde so wichtigen Werke von Dr. A. GEISTBECK, die Seen der deutschen Alpen, 1885, (S. 10). Vor einigen Jahren hatte auch Professor OEBBEKE nach freundlicher mündlicher Mitteilung am Schliffe des Angermannhügels Beobachtungen gemacht. PENCK führt in seiner ausgezeichneten Preisschrift (Die Alpen im Eiszeitalter S. 173) die Stelle („Häuser am See“) kurz an, weiters weist er auf einen zweiten Schliff hin, den der verdienstvolle Münchner Gletscherforscher FINSTERWALDER auf der anderen Seite des Sees im Jahre 1891 entdeckt hat. Herr Professor FINSTERWALDER hatte die Güte mir mitzuteilen, dass der Schliff, dessen Unterlage festes graues Gestein war, bei Anlegung eines neuen Weges und zwar in einer Länge von etwa 3 m aufgedeckt wurde. Die Stelle ist nach der Angabe ungefähr 3 km südwestlich von Gmund am Westgehänge des Sees gelegen, etwas oberhalb (westlich) der nach Wiessee führenden Strasse; jetzt ist der Platz wohl nicht mehr oder wenigstens nicht mehr in der früheren Vollständigkeit freigelegt.

Der Schliff am Angermannhügel hat erst durch den Bau der neuen Bahnlinie Gmund—Tegernsee eine grössere Aufdeckung erfahren. Ein ansehnlicher Teil der Schlifffläche, die früher nur in beschränktem Maasse freigelegt war, musste jedoch dem Bahnbau zum Opfer fallen. Die Eisenbahntrasse schneidet gerade den Schliff mitten durch. Diesen hat der einstige Gletscher an dem am weitesten nach Westen zu sich erstreckenden Teil des Hügels hingefeilt. Die Felsrippe springt bis zur Tegernseer Strasse vor, die hier von der Bahn gekreuzt wird und sich entlang des östlichen Seerandes fortzieht; der Schliff befindet sich sonach hart am See. Er reicht vom Fusse des Hügels an im ganzen etwa 4 m an der Felswand hinauf. Seine untere zwischen der Bahn und der Strasse befindliche Partie bringt das erste Bild (Fig. 1) zur Anschauung. Von dieser unteren Partie ist deren nördlicher Teil (die breite Fläche auf Fig. 1) in dem ersten grösseren Bilde (Fig. 2) und ihr südlicher Abschnitt (in Fig. 1 der helle Fleck hinter der Telegraphenstange) in dem zweiten Hauptbild (Fig. 3) noch einmal dargestellt. Die am Felsgestein gleich oberhalb der Bahnlinie sichtbare Partie ist in Fig. 4 abgebildet (oberer Teil der Gesteinswand). Die ganze Länge des Schliffes beträgt, so weit derselbe sichtbar ist, etwa 90 Schritt. Die Unterlage bildet für seinen Hauptteil ein untercretacischer Kalkstein, für den südlichen, weniger breiten Teil der Gaultgrünsandstein. Der Felsvorsprung besteht daher aus Schichten der Kreideformation; diese besitzen am Hügel im grossen und ganzen ein westöstliches Streichen. Am Nordgehänge wird ein nicht gerader kleiner Steinbruch, dem Hofbauern von der benachbarten Niederlassung Am See gehörig, betrieben. Es tritt im Aufschlusse versteinierungsführender Unterer Kreidekalk zutage, dessen Bänke ein Einfallen 325° NNW mit 40° Neigung besitzen. Auch der Bahnanschnitt selbst bietet manches Bemerkenswerte: beginnen wir die Betrachtung auf der südlichen Seite, beim Angermann! Hier sind zuerst saiger gestellte, ostwestlich (85°—265°) streichende, rötliche und weisse, grün marmorierte, plattige Seewenkalke und Mergel (der weisse Kalkstein der Seewenschichten zeigte nach SCHWAGERS Untersuchung folgende Zusammensetzung: CaCO_3 94,50%, MgCO_3 0,51, SiO_2 1,80, TiO_2 0,06, Al_2O_3 1,30, Fe_2O_3 0,28, MnO 0,06, K_2O 0,30, Na_2O 0,51, H_2O und Organisches 0,72, Summe 100,04) vorhanden, dann kommt Gaultgrünsandstein. Die Lagerung



Figur 2.
Gletscherschliff am Angermannhögel: nördlicher Teil der unteren Partie.

wird unklar wegen der starken Zerklüftung des Gesteins, doch lassen seine dem Seewenkalk benachbarten und von diesem durch eine Lage von schwärzlichen Mergelschiefer getrennten Bänke ein Einfallen ungefähr nach Südosten und Osten erkennen. Die Gaultsandsteinschichten, die die Unterlage des südlichen Teiles vom Schliff bilden, weisen ein Einschiessen nach 220° SW bei starker Neigung (60°) auf und ähnlich verlaufen auch die unmittelbar angrenzenden Kalkbänke, während



Figur 4.
Gletscherschliff am Angermannühel: obere Partie.

die Schichten in jenem oben erwähnten Bruch nach NNW gerichtet sind. Wir haben also eine Schichtenwendung oder eine Art sattelförmiger Lagerung in der von der Bahn angeschnittenen Felspartie vor uns. Der Gaultsandstein ist feinkörnig, glaukonitisch, in einigen Lagen wird seine Masse von schwärzlichen, durch besondere Verteilung von tonig-eisenhaltigen Substanzen bedingten Bändern durchzogen; der Kalkstein ist grau, in manchen Bänken besitzt er ein spätiges Gefüge (Crinoideenkalk) und enthält Glaukonitkörnchen. — An dem nach der Bahn zu gelegenen Abbruch der die schräge Fläche an der Strasse bildenden Gesteinspartie am südlichen Teile des Schliffes (unter und hinter dem Oberrand der in Fig. 3 dargestellten Gesteinsfläche) sieht man in dem Gaultsandstein geschrammte Stellen, Rutsch- und Gleitflächen, zugleich mit schwärzlichen Harnischen (Reibungsspiegel), so dass man hier an einem und demselben Gesteinskörper die durch Glazialwirkung und durch Verschiebungen im Gestein hervorgebrachten Schrammen und Streifen beobachten kann. Die Richtung der Rutschstreifen verläuft gleichfalls nordsüdlich. — Die Schliffpartie östlich an der Bahn (Fig. 4) zieht sich, was auf dem Bild nicht mehr zu sehen ist, nahezu bis zum Boden herab; nach Norden hin liegt etwas Moränen-

schutt dem Grundgestein, also der Schlißfläche, auf. Diese ist durchweg geglättet, eben und mit Scheuerstreifen bedeckt. Die Richtung der Furchen ist südnördlich (genauer gemessen durchschnittlich 355° N).

Auf der Westseite des Sees, dem Angermannhügel fast gerade gegenüber, tritt an der Bayer-Säg der Untere Kreidekalk ebenfalls zutage; die Bänke, von denen die östlichsten vom Seewasser gespült werden, zeigen in ihrer jetzigen Lage ein starkes westliches Einfallen. Unmittelbar an der Strasse an einem 200 m nördlich von der Villa Merk entfernten Punkte ist in einer räumlich sehr beschränkten Partie das Kalkgestein mit einer oben ebenen, doch mit zahlreichen schmalen Auswaschungsfurchen durchzogenen Fläche aufgedeckt: wir haben daselbst einen kleinen, stark verwitterten Gletscherschliff vor uns.

Voraussichtlich werden im Laufe der Jahre auch an den hier besprochenen und im Bilde dargestellten Schlißflächen die Spuren der Abnagung odér überhaupt von Verwitterungsvorgängen an der Oberfläche des Gesteins sich mehr oder weniger bemerkbar machen; aber in erster Linie kommt es darauf an, die Stelle möglichst unversehrt zu erhalten und so darf zum Schlusse noch der Wunsch ausgesprochen werden, dass die Gesteinspartie am Angermannhügel, die den schönen Schliff trägt, keinerlei Veränderungen durch Menschenhand erfahren möge!



Die Molasse und das Glacialgebiet des Hohenpeissenberges und seiner Umgebung.

Von

Dr. Richard Bärtling.

(Mit einer geologischen Karte und einer Profiltafel.)

Einleitung.

Lage und orographische Verhältnisse.

Der Hohenpeissenberg liegt im bayerischen Voralpenlande zwischen den Flüssen Lech und Ammer fast genau auf dem Meridian der Zugspitze. Er gehört den Verwaltungsbezirken Amt Weilheim und Amt Schongau an. Es ist ein langgestreckter massiger Rücken, der von Ost nach West dem Rande des Gebirges parallel verläuft. Vom 988,8 m hohen Gipfel fallen die Hänge nach Norden und Süden anfangs steil ab. Der Südabhang nimmt bald sanfteres Gefälle an und senkt sich allmählich gegen das scharf einschneidende Ammertal. Ebenso geht der nördliche Hang bald in die vielfach vertorfte Hochfläche von Kloster Wessobrunn über. Nach Westen zieht sich vom Gipfel noch ein scharfer Kamm fort, der dann aber plötzlich steil gegen die Ebene von Peiting abstürzt. Es schliesst sich hier die Moränenlandschaft der Winterleite und dann der nordsüdlich streichende flache Rücken des Bühlachs an. Nach Osten verbreitert sich der Rücken und senkt sich allmählich bis zum Weinbauern auf dem Vordernberg. Hier stürzen die Hänge schroff ab zum Tal von Sulz und Stadl. Weiter nach Osten schliesst sich in derselben Richtung der Guggenberg, seit v. GUMBEL der klassische Fundort der oberen Meeresmolasse, und jenseits des Ammerdurchbruchs zwischen Oberhausen und Polling die Westerleite als langgestreckte flache Rücken an.

Jenseits der Amper erhebt sich schroff von zahlreichen tief einschneidenden Bachläufen zerschnitten die Ammerleite, die das ganze Tal begleitet und den Rand der von Moränen bedeckten Hochfläche von Böbing bildet. Im Westen wird diese Hochebene überragt von der „Schnalz“ (904 m), deren nur spärlich bewachsene Wände nach Norden und Westen steil in das enge Ammertal ab-

stürzen. Die West- und Südhänge gehen allmählich in die Moränenlandschaft der Böbinger Hochebene über.

Entwässert wird das Gebiet durch die Ammer, der von dem Südabhang des Hohenpeissenberges fünf Bäche zufließen. Diese schneiden tief in den weichen Molasseboden ein und bieten meist gute geologische Aufschlüsse. Der Ost- und Nordostabhang wird entwässert durch den Wörtersbach, der bei Oderding in die Ammer mündet, und seine Quellbäche, die westliche und nordwestliche Seite durch den Wielenbach und den Peitinger Bach, die dem Lech zufließen. Viele dieser Bäche, die gute geologische Aufschlüsse bieten, büßen diesen Vorteil durch ihre reichlichen Kalktuffabsätze wieder ein. Von Süden erhält die Ammer noch an namhaften Zuflüssen, ausser den vielen Bächen, welche die Ammerleite zerschneiden, die „Eyach“, die „Ach“, den Abfluss des Staffelsees, und den „Hungerbach“, den hier zu Tage tretenden unterirdischen Abfluss des Riegsees.

In Fachkreisen verdankt der Hohenpeissenberg seinen Ruf dem eigenartigen Vorkommen einer tertiären Pechkohle, die nachweislich bereits seit dem Jahre 1598 bergmännisch gewonnen wurde.

Litteraturverzeichnis.

1773. CRONEGG: Nützliche Anwendung der Mineralien in den Künsten und wirtschaftlichen Dingen.
 1792. FLURL: Beschreibung der Gebirge Bayerns und der oberen Pfalz. München.
 1808. EBEL: Über den Bau der Erde im Alpengebirge.
 1825. STUDER: Beiträge zur Monographie der Molasse.
 1828. KEFERSTEIN: Teutschland. Bd. VI.
 1840/41. SCHMITZ: Geognostische Untersuchung Südbayerns zwischen Isar und Wertach.
 1841/42. EM. KRÖTZ: Über die geognostischen Verhältnisse Oberbayerns. Jahresbericht der K. Kreislandwirtschafts- und Gewerbeschule zu München.
 1842. SCHMITZ: Über das Vorkommen nutzbarer Fossilien in den bayerischen Alpen. Kunst- und Gewerbeblatt, herausgegeben vom polytechnischen Verein München. Jahrg. 28.
 1845. ESCHER v. d. LINTH: Beiträge zur Kenntnis der Tiroler und bayerischen Voralpen. Briefliche Mitteilung. Neues Jahrbuch für Min. S. 543.
 1846. SCHAFFHÜTL: Beiträge zur Kenntnis der bayerischen Voralpen. Leonhards Jahrbuch. S. 641 ff.
 1847. SCHAFFHÜTL: Stellung der bayerischen Voralpen im geologischen System. Neues Jahrbuch. S. 803.
 1848. ROHATSCH: Kohlenformation der bayerischen und tiroler Alpen. Briefliche Mitteilung. Neues Jahrbuch f. Min. S. 183.
 SCHAFFHÜTL: Über die tertiären Kohlenablagerungen in Bayern. Leonhards Jahrbuch. S. 641.
 1853. SCHAFFHÜTL: Über die geognostischen Horizonte in den bayerischen Voralpen. Leonhards Jahrbuch. S. 399.
 1854. SCHAFFHÜTL: Beiträge zur näheren Kenntnis der bayerischen Voralpen. Neues Jahrbuch. S. 513.
 COTTA: Der innere Bau der Alpen. GIEBEL und SCHALLERS Zeitschrift für populäre Naturkunde. S. 46.
 1855. H. EMMERICH: Beitrag zur Kenntnis der südbayerischen Molasse. Jahrbuch der K. K. geologischen Reichsanstalt. Wien. Bd. 6. S. 433.
 HAUSHALTER: Merkwürdige fossile Tierüberreste aus der Allgäuer Molasse. Inaugural-Dissertation. München.
 1856. COTTA: Molassekohlen in den bayerischen Voralpen. HARTMANN'S Berg- und Hüttenmännische Zeitung. S. 139.
 1858. SANDBERGER und GÜMBEL: Das Alter der Tertiärgebilde in der oberen Donauhochebene am Nordrande der Ostalpen. Sitzungsbericht der math.-phys. Klasse der Wiener Akademie. S. 512.
 1860. EMMERICH: Beitrag zur Kenntnis der südbayerischen Molasse. Jahrbuch der K. K. geolog. Reichsanstalt. Wien. S. 562.

- EMMERICH: Briefliche Mitteilung an G. BEYRICH über südbayerisches Tertiär. Zeitschrift der deutschen geolog. Gesellschaft. S. 373.
- GÜMBEL: Die geognostischen Verhältnisse der bayerischen Alpen und der Donauhochebene. Bavaria. Bd. I. S. 3.
1861. QUENSTEDT: Epochen der Natur. S. 710.
- GÜMBEL: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha 1861.
1865. SCHAFFHÄUTL: Beiträge zur näheren Kenntnis der bayerischen Gebirge und namentlich der bayerischen Voralpen. Neues Jahrbuch f. Min. etc.
1869. FERD. BRAUN: Übersichts- und Flötzkarte von Miesbach.
- FL. HAILER: Über das oberbayerische Mineralkohlenklein und die oberbayerischen Salinen.
1871. G. v. IBLHER: Der Hohenpeissenberg. Weilheim 1871.
1872. v. HANTKEN: Die geologischen Verhältnisse des Graner Braunkohlenreviers. Mitteilungen aus dem Jahrbuch der Kgl. ungarischen geologischen Anstalt. Budapest. 1872.
1873. F. STARK: Die bayerischen Seen und die alten Moränen. Zeitschrift des d. ö. Alpenvereins. München 1873.
- STARK: Ideale Übersicht von Südostbayern zur Eiszeit.
1875. S. CLESSIN: Der Ampergletscher. Korrespondenzblatt des zoologisch-mineralogischen Vereins in Regensburg. S. 25 und 50.
- GÜMBEL: Abriss der geognostischen Verhältnisse des Tertiärs von Miesbach und des Alpengebietes zwischen Tegernsee und Wendelstein.
1879. BUNTE: Jahresberichte der Heizversuchsstation. München.
- HEER: Urvwelt der Schweiz. S. 464 u. a. O.
1883. v. GÜMBEL: Beiträge zur Kenntnis der Texturverhältnisse der Mineralkohlen (mit 3 Tafeln). Sitzungsber. d. bayer. Akad. d. Wiss. zu München. 1883. 1. S. 111—216.
- CLESSIN: Die Moränenlandschaft der bayerischen Hochebene. Zeitschrift des d. ö. Alpenvereins.
1887. v. GÜMBEL: Die miocänen Ablagerungen im oberen Donaugebiet und die Stellung des Schliers von Ottnang. Sitzungsber. d. bayer. Akad. d. Wiss. zu München. 1887. 2. S. 221—325.
1888. v. GÜMBEL: Nachträge zur geognostischen Beschreibung des bayerischen Alpengebirges. Geognostische Jahreshefte. Bd. I. S. 163.
1890. KORSCHLITZ: Die Haushamer Mulde östlich der Leitzach bei Miesbach. Geognostische Jahreshefte. Bd. III. S. 44.
1893. STUCHLIK: Geologische Skizze des oberbayerischen Kohlenreviers. Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen. S. 330.
- M. SCHLOSSER: Geologische Notizen aus dem bayerischen Alpenvorlande und dem Innthal. Verhandlungen der K. K. geol. Reichsanstalt. Wien. S. 188—198.
1894. v. GÜMBEL: Geologie von Bayern. Bd. II.
1894. ROTHPLETZ: Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894.
1896. F. RÜHL: Beiträge zur Kenntnis der tertiären und quartären Ablagerung im bayerischen Schwaben, von den Alpen bis zum Jura und der Iller bis zum Ammersee.
- W. WOLFF: Die Fauna der südbayerischen Molasse. Inauguraldissertation. Paläontographica Bd. 43. S. 223.
- v. GÜMBEL: Das Vorkommen und der Bergbau tertiärer Pechkohle im Wirtatobel bei Bregenz. Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen. S. 115—121.
1897. v. GÜMBEL und v. AMMON: Das Isarprofil durch die Molasseschichten nördlich von Tölz. Geognostische Jahreshefte. Bd. X. S. 1—23.
1898. HERTLE: Das oberbayerische Kohlenvorkommen und seine Ausbeute. Glückauf 1898. S. 853.
1899. WEITHOFER: Zur Kenntnis der oberen Horizonte der oligocänen Brackwassermolasse Oberbayerns und deren Beziehung zur miocänen oberen Meeresmolasse im Gebiet zwischen Inn und Lech. Verhandlungen der K. K. geologischen Reichsanstalt. Wien. S. 269—282.
1900. v. AMMON: Über das Vorkommen von Steinschrauben (*Daemonehelix*) in der oligocänen Molasse Oberbayerns. Geognostische Jahreshefte. Bd. XIII. S. 55—70.
- BAUMGARTNER: Über Störungen und eigenartige Druckerscheinungen (sog. „Pfeilerschüsse“ oder „Kohlenstossexplosionen“) der oberbayerischen tertiären Kohlenmulde auf Grube Hausham. Österreichische Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen. 1900. Nr. 36—38.
1901. TH. FUCHS: Über *Daemonehelix krameri* v. AMM. Verhandlungen der K. K. geolog. Reichsanstalt Wien. S. 171.
- PENCK u. BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig. 1901.

1902. **ELBERT**: Das untere Angoumien in der Osningbergkette des Teutoburger Waldes. Verhandlungen des naturhistorischen Vereins der preussischen Rheinlande. Jahrg. 58. S. 121.
WEITHOFER: Einige Querprofile durch die Molassebildungen Oberbayerns. Jahrbuch der K. K. geolog. Reichsanstalt. Wien 1902. S. 39.
LIEBUS: Ergebnisse einer mikroskopischen Untersuchung der organischen Einschlüsse der oberbayerischen Molasse. Jahrbuch der K. K. geolog. Reichsanstalt. Wien. S. 71.

Geschichtliches und Litteratur.

Die Pechkohlenflütze, welche dem gesamten oberbayerischen Molassegebiet eine ausserordentliche Bedeutung geben, wurden bereits im Jahre 1773 von **CROSDIG** erwähnt.¹⁾ Näheres über die Anfänge des Bergbaus auf dieselben gibt dann im Jahre 1792 **FLURL**.²⁾ Nach ihm sollten bereits in den Jahren 1598—1603 bei Peiting, wahrscheinlich am Bühlach, Kohlen gewonnen und davon jährlich 4000 Metzen nach Augsburg abgesetzt worden sein. Die damaligen Bergbautreibenden, ein Augsburger und ein Sachse, rühmten sich beide, die ersten gewesen zu sein, die in Deutschland Kohlen gegraben haben. Es ist dieses aber wohl nicht richtig, da z. B. Urkunden der Stadt Obernkirchen in der Grafschaft Schaumburg berichten, dass dort bereits 1523 Kohlen gewonnen wurden.

Der Bergbau ruhte dann und wurde Ende des 18. Jahrhunderts wieder vorübergehend aufgenommen, erst in die Zeit von 1840—1850 fiel dann die Verleihung der Grubenfelder von Miesbach, Hausham und Penzberg an Private, sowie die Reservation des Peissenberger Feldes für den Staat. Es entwickelte sich der Bergbau nun anfangs nur sehr langsam; nach manchen Schwankungen begann aber vom Jahre 1873 an ein konstantes Steigen der Förderung als Folge der wachsenden Ausdehnung des Betriebes, so dass die „Oberbayerische Aktiengesellschaft für Kohlenbergbau“, die heute neben dem Staat, abgesehen von den kleinen Feldern Eurasburg, Marienstein bei Schaftlach und Echelsbach, die alleinige Besitzerin der oberbayerischen Kohlenfelder ist, im Jahre 1901³⁾ 2682 Arbeiter beschäftigte. Auf dem fiskalischen Werk am Peissenberge waren im Oktober 1902 insgesamt 795 Arbeiter angelegt, einschliesslich des Aufsichtspersonals. Mit der zunehmenden Ausdehnung und Wichtigkeit dieses Bergbaus nahm auch das Interesse der Geologen zu. Mit den verwickelten tektonischen und interessanten paläontologischen Verhältnissen des Peissenberges und der benachbarten Kohlenreviere haben sich besonders folgende Geologen befasst: **W. v. GÜMBEL**, **EMMERICH**, **KOESCHEL**, **A. ROTHLEITZ**, **W. WOLFF**, **HERTLE**, **v. AMMON**, **WEITHOFER**.

Ausser den Arbeiten der eben genannten Autoren ist noch eine ganze Anzahl weniger wichtiger erschienen, die das Litteraturverzeichnis am Anfang der Arbeit enthält.

Trotz der grossen Zahl von Autoren und Schriften, die sich mit den geologischen Verhältnissen des Hohenpeissenberges befassten, ist seine Tektonik noch immer ein Problem geblieben, vielleicht hauptsächlich deshalb, weil der Altmeister der Alpengeologen **WILHELM v. GÜMBEL** hier anscheinend geirrt hat.

So kam es, dass noch **WOLFF**⁴⁾ im Jahre 1895 schrieb: „Eine faunistische Scheidung der Cyrenenmergel ist unmöglich, zudem sind die stratigraphischen

¹⁾ **CROSDIG**: Nützliche Anwendung der Mineralien in den Künsten und wirtschaftlichen Dingen. 1773.

²⁾ **FLURL**: Beschreibung der Gebirge Bayerns und der oberen Pfalz. München 1792.

³⁾ Münchner Allgemeine Zeitung Nr. 130, S. 7 vom 12. Mai 1902.

⁴⁾ **WOLFF**: Palaeontographica. Bd. 43, S. 299.

Verhältnisse des Hohenpeissenberges noch keineswegs klar.“ Einen wesentlichen Fortschritt bedeuten hier die Arbeiten WEITHOFERS, der seine Ansicht, auf die ich bei Besprechung der Tektonik zurückkommen werde, hauptsächlich auf das Vorkommen zweier Glassandlagen stützt. Ein derartiger Beweis allein genügt aber wohl nicht, da es bisher noch nicht gelungen war, das Hangende des oberen Glassandes mit dem von Penzberg zu identifizieren. Das interessante Problem, glaubte ich, könne nur durch eine sorgfältige geologische Aufnahme gelöst werden und ich versuchte daher durch vorliegende Arbeit besonders einen Beitrag zur Lösung der Frage zu liefern: „Sind die Schichten der Brackwassermolasse des Peissenberges der überkippte Südflügel einer nach Norden fortsetzenden Mulde oder der Nordflügel einer nach Süden fortsetzenden Mulde, der über die miocäne Molasse überschoben ist?“

Technische und wirtschaftliche Bedeutung bekommt die Frage in hohem Masse durch die in der Brackwassermolasse eingelagerten Pechkohlenflötze.

I. Geologisch-Paläontologischer Teil.

Am Nordfuss der Alpen ist von der Westschweiz bis nach Oberösterreich, vom Hochgebirge bis zum Jura und den Urgebirgen nördlich der Donau eine ungemein mächtige Ablagerung, die „Molasse“ ausgebildet, die hauptsächlich aus Sandsteinen, Conglomeratbänken und Mergeln zusammengesetzt ist.

Das Oligocän.

(Untere Süsswasser- und Brackwassermolasse.)

Die ältesten im Gebiet des Hohenpeissenberges auftretenden Schichten gehören dem Oberoligocän an. Die untere Meeresmolasse fehlt in dem ganzen Gebiet und tritt erst in der Gegend von Echelsbach (südlich von Kloster Rottenbuch) und bei Murnau am Staffelsee auf.

Untere bunte Molasse.

Die älteste Schichtenreihe des Hohenpeissenberges lässt sich in folgende Gruppen teilen.

1. Untere bunte Molasse, darüber
2. Cyrenenschichten mit Kohlenflötzen,
3. Promberger Schichten,
4. Obere bunte Molasse.

Das merkwürdigste Glied dieser Reihe, das immer noch etwas problematischer Natur ist, bleibt die sogenannte „bunte Molasse“. Wie aus meiner vorweg genommenen Zusammenstellung hervorgeht, möchte ich sie in zwei Gruppen, eine obere und eine untere, getrennt durch die Cyrenenschichten, zerlegen, die sich auf petrographische Unterschiede gründen; bei ihrer grossen Armut an Fossilresten ist eine Gliederung auf paläontologischer Grundlage ausgeschlossen. Die untere bunte Molasse entspricht vollständig der roten Molasse der Schweiz, der sie auch äusserlich sehr ähnlich ist.

Sie besteht hier wie an anderen Orten auch aus den charakteristischen gelben, rot und grau marmorierten Mergeln, deren oft sehr hoher Kalkgehalt der Verwitterung einen nicht unbedeutenden Widerstand entgegenstellt, so dass wir sie an vielen Stellen in schroffen Felsen anstehen sehen (Schnalzberg, Eyachtal und Thalbachgraben). Zahlreiche Conglomeratbänke und Sandsteinschichten finden sich eingelagert. Die Konglomerate bestehen vorwiegend aus verschiedenfarbigen, meist dunklen, harten Kalkgeröllen, stellenweise mit vielen weissen Quarzgeröllen, verbunden durch ein kalkig-sandiges oder mergeliges graues Zement. Die Grösse der Gerölle übersteigt hier selten 3 cm in der Längsachse, ausserdem lässt ihre Form auf einen längeren Transport durch Wasser schliessen. Gerölle mit Eindrücken der Nachbargeschiebe kommen vor (Schnalz, Kohlgraben), aber selten. Diese Konglomerate gehen aus den festen regelmässigen Bänken oft allmählich in Sandsteine über; zunächst treten einige Sandlagen auf, dann herrschen diese vor und die Gerölle sind nur schwarmartig eingelagert, ein solcher Aufschluss findet sich „im Buch“ an der durch das Fallzeichen mit der Zahl 35° bezeichneten Stelle. Derselbe gehört aber wahrscheinlich einem jüngeren Horizont an. Über den Faciescharakter der bunten Molasse waren die Anschauungen lange geteilt, da nur an äusserst wenigen Stellen dürftige Reste von Petrefakten in ihr gefunden sind. Im Gebiet des Peissenberges ist sie anscheinend überhaupt fossillieer, nur an einer einzigen Stelle im Ammertal, etwa 400 m abwärts vom neuen Stiefelsteg,¹⁾ fanden sich in einer dunkleren Mergeleinlagerung Bruchstücke von Helixschalen. GÜMBEL erklärt die bunte Molasse stellenweise als Meeresbildung,²⁾ dann in demselben Werk³⁾ als Süsswasserbildung. Später erklärte er sie wieder als Brackwasserbildung.⁴⁾

Versteinerungsführende Lagen finden sich, wie bereits erwähnt, nur sehr wenige in der bunten Molasse des ganzen oberbayerischen Gebietes, so dass es sehr schwer war, den Faciescharakter derselben festzustellen.

v. GÜMBEL erwähnt nur ein Vorkommen südlich von Müller am Baum im Mangfalltal, das zahlreiche Helixschalenreste führte, er erwähnt aber nirgends ein Vorkommen von Konchylienresten, die salziges oder brackisches Wasser voraussetzen. Ähnliche Einschlüsse wie bei Müller am Baum erwähnt in neuerer Zeit Dr. A. WEITHOFER⁵⁾ aus einem Bohrloch in der Gegend von Bernloh bei Reigersbäuern. Auch hier finden sich nur Helix- und Planorbisschalenfragmente, die ebensowenig wie die anderen Funde eine Beschreibung oder Identifizierung der Arten ermöglichten. Dr. WEITHOFER schliesst daraus⁶⁾: „Eine Marinbildung kann die bunte Molasse für keinen Fall sein, ebenso ist wohl auch Brackwasser als Entstehungsart nicht gut denkbar. Bleibt nur Süsswasser und Land als deren Ursprungsstätte.“ Diese Anschauung wird wieder bestätigt durch das von mir entdeckte Vorkommen von Helixschalenstücken im Ammertal. Dr. WEITHOFER führt dann weiter aus: „Die gleichmässigen, fein geschlammten, tonigen und kalkigen Mergel machen den Eindruck der Ablagerung in tieferem, ruhigem Wasser, wozu

¹⁾ Die auf den Karten als Stiefelsteg bezeichnete Brücke ist durch Hochwasser zerstört und durch eine neue 475 m weiter oberhalb ersetzt, die den alten Namen weiter führt.

²⁾ GÜMBEL: Geogn. Besch. des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. 1861. S. 684.

³⁾ ibidem S. 689.

⁴⁾ Geologie v. Bayern. II. S. 325 u. S. 335 (Profil von Penzberg).

⁵⁾ Dr. A. WEITHOFER: Einige Querprofile durch die Molassebildungen Oberbayerns. Jahrbuch der K. K. geol. Reichsanstalt. 1902. S. 54.

⁶⁾ ibidem S. 69.

aber wieder im Westen die zahlreichen Konglomerateinlagerungen nicht recht passen wollen. Auch die häufigen Helixbänke liessen keineswegs darauf schliessen, eher auf Landbildungen mit kleineren Gewässern, was auch die Planorbisfunde vielleicht eher bestätigen würden.“ Ich weiss nicht, ob sich diese Anschauung halten lässt. Jene tonigen und kalkigen Mergel, die vollkommen regelmässig geschichtet sind, lassen sich doch nur schwer als eine Landbildung deuten. Auffallend wäre dann ganz entschieden das gänzliche Fehlen von Pflanzenresten oder von Spuren äolischer Tätigkeit; auch die in den Konglomeratbänken liegenden Gerölle lassen nach ihrer äusseren Form auf einen längeren Transport durch Wasser schliessen. Die helixführenden Lagen sind so selten, dass wir aus ihnen nicht mit Sicherheit auf reine Landbildung schliessen dürfen, sie werden vielmehr infolge von Hochwassern zusammen mit den im seichten Süsswasser lebenden Planorben eingeschwemmt sein. Sodann ist noch die Tatsache bemerkenswert, dass die Konglomerate näher dem Alpenrande grobkörniger sind, als in grösserer Entfernung davon. Auf diesen Umstand macht auch Dr. WERTHOFER in der Gegend von Hausham aufmerksam; auch hier lässt sich schon in geringer Entfernung ein Unterschied feststellen. Wahrscheinlich ist, wie auch Dr. WERTHOFER nicht ausschliesst, eine limnische Entstehung, wobei allerdings eine vollkommene Ausfüllung eines grossartigen Seebeckens von Genf bis fast zum Inn angenommen werden muss.

Diese Anschauung dürfte wohl am meisten Wahrscheinlichkeit besitzen, zumal da durch den gänzlich verschiedenen Faunencharakter als erwiesen angesehen werden kann, dass kein unmittelbarer Zusammenhang mit den französischen Tertiärbecken und der tertiären Rheinbucht vorhanden war. Nach der Ablagerung der unteren Meeresmolasse folgte eine kurze Periode von Brackwasserbildungen, in welcher die Flötze von Echelsbach, Murnau und im Osten die Philippsflötze von Hausham zum Absatz kamen, darauf lagerte sich im Westen sofort die bunte Molasse, während im Osten das Brackwasser noch lange vorherrschte. In dieser Richtung wird also ein seichter, vielleicht zeitweilig unterbrochener Zusammenhang mit einem der offenen Oligocänmeere zu suchen sein. Während solcher Unterbrechungen des Zusammenhangs konnte das Süsswasser seine Vorherrschaft über das Brackwasser bei den gewaltigen Zuflüssen aus den Alpen in kurzer Zeit auch weit nach Osten bis in die Haushamer Mulde hinein ausdehnen, um sich dann ebenso schnell wieder bis über die Loisach zurückzuziehen. Bemerkenswert ist der Umstand, dass die auf der GUMBEL'schen Karte Blatt Werdenfels in ihr verzeichneten Kohlenflötze stets in Brackwasserbildungen mit Cyrenen und Cerithien eingebettet sind. Es ist eine auffallende Tatsache, dass weiter nach Westen die bunte Molasse auf Kosten der Cyrenenschichten desto bedeutender ausgebildet ist, so dass letztere bereits am Peissenberge als eine Einlagerung in der „bunten Molasse“ aufzufassen sind.

Die Schichten der bunten Molasse setzen den ganzen Untergrund des Geländes südlich der Ammer zusammen und sind hier stark gefaltet und gestört. Gute Aufschlüsse bieten die Wände der Schnalz, der Thalbach, die Eyach und die sämtlichen Bäche der Ammerleite. Ihre Mächtigkeit darf hier sicher auf annähernd 1000 m veranschlagt werden. Es wäre deshalb wünschenswert, dass eine Trennung in verschiedene Horizonte gelänge; doch scheint dieses aus den oben angeführten Gründen bislang nicht möglich zu sein. Es lag nun der Gedanke nahe, dass die eingelagerten Konglomeratbänke, welche sich an der Ammerleite, der Schnalz, in der Eyach und bei Rottenbuch im Thalbach finden, eine Scheidung

vielleicht gestatten könnten. Es zeigte sich aber, dass die bunten Mergel über und unter den verschiedenen Konglomeratlagen vollkommen gleichmässig ausgebildet waren und sich so ähnelten, dass der Versuch einer Trennung in verschiedene Horizonte vom Verfasser als vollständig wertlos wieder aufgegeben wurde. Nur soviel kann als feststehend gelten, dass die Konglomerate der unteren bunten Molasse hauptsächlich auf deren unteren und mittleren Horizont beschränkt sind.

Brackwassermolasse. (Cyrenenmergel.)

Den wichtigsten Teil der ganzen oligocänen Molasse bilden wegen ihrer zahlreichen Kohlenflötze die brackischen Cyrenenschichten. Sie bestehen vorwiegend aus dunklen graublauen zu gelblichem Grus verwitternden Mergeln und Tonen, wechsellagernd mit zahlreichen Sandsteinbänken, und am Peissenberg mit Pechkohlenflötzen; durch die Baue der Königlichen Grube Peissenberg sind 23 Kohlenflötze und Flötzchen aufgeschlossen, welche vom Hangenden an numeriert werden. Bauwürdig erwiesen sich jedoch bis jetzt nur die Flötze 6, 8, 9 auf Zementmergel, 10, 11, 14, 16, 17 und vielleicht auch 23. Diese Flötze sind fast ausnahmslos von einem Petrefakten führenden, stark bituminösen Kalk, sogenannten Stinkstein, begleitet, der die Kohle in den Flötzen oft ganz verdrängt.

Ausser den durch die Baue der Königlichen Steinkohlengrube Peissenberg zugänglich gemachten Flötzen war noch am Bühlach eine Gruppe von fünf Flötzen¹⁾ bekannt, die als deren westliche Fortsetzung aufzufassen sind. Einige derselben wurden vor längerer Zeit abgebaut, hauptsächlich wohl auf Zementmergel; nach GÜMBEL konnten die Flötze als Nr. 8, 9 und 10 des Hohenpeissenberges identifiziert werden. Die Baue wurden wegen der geringen Pfeilerhöhe über der Stollensohle bald aufgelassen. Eine genauere Beschreibung der Flötzverhältnisse des Bühlachs gibt GÜMBEL in seiner „geognostischen Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes“. Ebenso finden sich als weitere westliche Fortsetzung die Flötze am Ramsauer Berg nordwestlich vom Dorfe Ramsau wieder, wo in früherer Zeit auch Versuchsbaue gewesen sind. Hier stehen die Flötze auf dem Kopfe und streichen in Stunde 10.

Ausser diesen Flötzen kommt dann noch im Thalbach bei Rottenbuch eine Gruppe von fünf Flötzen vor, die ebenfalls alle in Cyrenenmergel eingebettet sind. Bauwürdig erwies sich von diesen keines. Auch in einem südlichen Nebenfluss der Eyach stehen Kohlen an. GÜMBEL verzeichnet noch ein Flötz im Mairsaugraben; es muss dies wohl ein Irrtum sein, da der Mairsaugraben gar nicht bis auf anstehende Molasse einschneidet, sondern mächtige Moränen- und Schotterablagerungen durchfließt; in seinen Alluvionen findet sich keine Spur von Kohle. An der Ammerbiegung ist von mir ein Flötz auf der Karte eingetragen, dasselbe ist nicht direkt aufgeschlossen, wohl aber führt der Kalktuff hier Pechkohlenstücke in beträchtlicher Menge an der Grenze gegen die Cyrenenmergel hin. Flötze, welche an der Schnalz nach Aussagen von Bauern ausgehen sollten, konnten von mir nicht aufgefunden werden. Dagegen wurde ein Flötz im Kohlgraben und im sog. Krebsbachel dicht bei Ammerbrücke der Chaussee Unterpeissenberg—Böbing aufgefunden, die aber der oberen bunten Molasse angehören.

Eine genauere Besprechung der Flötzverhältnisse und Zusammensetzung der Schichten wie sie durch die Grubenaufschlüsse festgestellt wurden, scheint hier

¹⁾ Geologie von Bayern. Bd. 2. S. 330.

überflüssig, da dieselben schon wiederholt erörtert worden sind. GÜMBEL hat dieselben in seiner Geologie von Bayern. II. S. 330 eingehend behandelt. Hinzugefügt seien hier nur noch die Aufschlüsse, welche die Fortsetzung des Hauptquerschlages der zweiten Tiefbausohle der ärarialischen Grube über Flötz 17 hinaus lieferte. Es wurden hier folgende Schichten durchfahren:

- Flötz 17.
- 7,5 m Schiefer mit *Cyrena semistriata*, *Cerithium margaritaceum* und *Ostrea cyathula*.
 - 0,13 „ Zerriebene und zerquetschte Mergel, offenbar Ausfüllung einer wie die Schichten einfallenden kleineren Verschiebung.
 - 4,00 „ Mergel.
 - 0,05 „ Zerriebene Mergel wie oben.
 - 1,00 „ Mergel.
Lettenlage.
 - 0,85 „ Sandstein.
 - 0,20 „ Kohle (Flötz 18).
 - 14,00 „ Mergelschiefer mit Cyrenen.
 - 0,30 „ Zerquetschtes Gestein (Kluftausfüllung fallend wie die Schichten).
 - 4,80 „ Mergel.
 - 0,12 „ Kohle (Flötz 19).
 - 16,00 „ Sandige Schiefer.
 - 0,04—0,05 m Kohle (Flötz 20).
 - 4,15 m Mergelschiefer mit Cyrenen und Cerithien.
 - 0,11—0,12 m Kohle (Flötz 21).

Diese brackischen Schichten führen unzählige Cyrenen (*Cyrena semistriata* DESH.), welche ganze Schichtflächen dicht bedecken, stellenweise auch ausschliesslich mit den ebenso häufigen Cerithien (*Cerithium margaritaceum* Typus und Varietäten) das Material zum Aufbau der Schichten geliefert haben. Eine solche zu schneeweissen Kalkfelsen verwitternde Muschelbreccie findet sich nicht weit vom Gehöft des Gallerbauern am westlichen Gehänge des in den Eberl- (oder Rapoltskreuter-) Graben einmündenden Seitengrabens.

Die Sandsteine der Cyrenenschichten sind von denen der anderen Horizonte leicht zu unterscheiden. Sie besitzen einen warmen dunkelgrauen Farbenton, haben auch bedeutendere Festigkeit, als die der bunten Molasse. Von denen der jüngeren Schichten unterscheiden sie sich leicht durch feineres Korn und besonders durch das gänzliche Fehlen des Glaukonits und das verhältnismässig spärliche Vorkommen von Glimmer, welche beide in den Sandsteinen der oberen Meeresmolasse fast die vorherrschenden Mineralien sind. Die Sandsteine sind stellenweise auch gelblich weiss bis ganz weiss und zerfallen hier am Ausgehenden zu lockerem Quarzsand, der als Stubensand verwertet wird. Von diesen charakteristischen Quarzsandlagen sind zwei vorhanden, welche die Hauptleitschichten der ganzen Cyrenenmergel bilden. Nach ihrem Vorkommen im Penzberger Grubenfelde, wo sie bei Nantesbuch zur Glasfabrikation ausgebeutet wurden, hat man sie Nantesbucher Glassande genannt.

Während in der unteren Meeresmolasse ebenso wie in der oberen sich auf weite Entfernungen hin Schicht für Schicht identifizieren lassen, ist dies in den

wieder einen Beitrag für die Richtigkeit dieser Annahme GÜMBELS, die sich hauptsächlich auf die Verschiedenheit der Faunen gründet, welche ohne eine unüberwindliche trennende Schranke nicht denkbar wäre. Der Umstand, dass die Zahl der Gerölle in den Sanden nach Süden schon in geringer Entfernung merklich abnimmt und sogar ganz verschwindet, deutet darauf hin, dass wir die Heimat derselben auch in nicht grosser Entfernung im Norden zu suchen haben. Auch das massenhafte Auftreten des Glimmers in den Gesteinen der oberen Meeresmolasse, der für dieselben zusammen mit dem Glaukonit ganz besonders charakteristisch ist (eine Verwechslung mit den glaukonitischen Gaultgrünsandsteinen ist ja ausgeschlossen), würde bei einer solchen Annahme die Erklärung ihrer Entstehung erleichtern. Nur die Annahme des Vorhandenseins einer solchen trennenden Gebirgsschranke ermöglicht ja auch eine Erklärung des Unterschiedes im Faciescharakter der alpinen und der germanischen Trias.¹⁾

Der untere der oben erwähnten Glassande besteht nach Dr. WEITHOFER²⁾ in Penzberg aus einer graugelben Bank im Liegenden und einer weissgrauen im Hangenden, zusammen 35—40 m mächtig. Ebenso besteht er am Peissenberg aus einer gelben Bank (22,5 m bei Schächten) im Liegenden und einer grauen Bank (32 m) im Hangenden getrennt durch ein Mittel von 4 m Sandstein, welches neben brackischen Fossilien die Flötze Nr. 2 und 3 enthält. Der obere Glassand besteht in Penzberg nach WEITHOFER²⁾ aus zwei zumeist durch ein nicht unerhebliches mergeliges Zwischenmittel getrennten Bänken. Ausserdem ist seine Mächtigkeit weniger bedeutend als die des unteren Glassandes. Beides trifft auch bei dem oberen Glassand von Peissenberg zu, der ebenso wie der obere Glassand von Penzberg brackische Petrefakten führt. Das mergelige Zwischenmittel hat hier eine Mächtigkeit von 8,5 m und führt zahllose Cyrenen und Cerithien (Fuchshöll, Eierbachgraben). Die Glassande sind getrennt durch ein etwa 150 m mächtiges Mittel, das ebenfalls vorwiegend brackische Versteinerungen führt. Bemerkenswert ist aber eine eingelagerte Bank voll von marinen Petrefakten bei Steinfall.

Dieser Horizont lieferte nach meinen eigenen Aufsammlungen und den Arbeiten von WOLFF, v. AMMON, v. GÜMBEL etc. folgende Petrefakten.

Echinoideen.

Schizaster?

Lamellibranchiaten.

Ostrea cyathula LAM.*Mytilus aquitanicus* MAYER-EYMAR.*Nucula compta* GOLDF.„ *piligera* SANDBERGER.„ *Greppini* DESH.*Arca Gumbeli* MAY.-EYM.

„ sp.

Cardium Heeri MAY.-EYM.*Tellina Nysti* DESH.*Psammobia protracta* MAY.-EYM.„ *bavarica* MAY.-EYM.*Corbula subarata* SANDB.¹⁾ KAYSER: Formationskunde. 1902. S. 276.²⁾ WEITHOFER: Verh. der K. K. geol. Reichsanstalt, Wien 1899. S. 269.

Gastropoden.

- Melongena Lainei* BAST.
Murex conspicuus AL. BRAUN.
Pleurotoma sp.
Potamides cf. *Rahtii* A. BR. sp.
 „ *margaritaceus* BROCCHI sp.
Chenopus tridactylus A. BR.

In den brackischen Cyrenenschichten dagegen finden sich im Peissenberger Gebiete folgende Formen¹⁾:

Lamellibranchiaten.

- Ostrea cyathula* LAM., fast überall.
Mytilus aquitanicus MAY.-EYM.
Modiola micans A. BR. (nach GÜMBEL).
Cyrena semistriata DESH., überall.
Cyrena (Batissa) gigas HOFM. Hangendes von Flötz 6 u. 14.
Corbula gibba OLIV.
 „ *applanata* GÜMB. (nach GÜMBEL).
Unio inaequiradiatus GÜMB. }
 „ *umbonarius* WOLFF } überall in der Nähe der Flötze.
Anodonta bavarica WOLFF }

Gastropoden.

- Neritina picta* DE FÉRUS. Im Stinkstein der Thalbachflötze.
Potamides (Tympanotomus) submargaritaceus A. BR. sp. Ammortal.
 „ „ *margaritaceus* BROCCHI sp., überall.
 „ *margaritaceus* var. *calcarata* GRAS., Ammortal.
 „ „ var. *moniliformis* GRAS., überall.
 „ *Rahtii* A. BR. sp., Eierbach.
 „ *plicatus* BRUG. sp., Eierbach.
 „ „ var. *intermedia* SDBG.
 „ *Galeotti* NYST. sp., überall.
Nassa aperta WOLFF, Ammortal.
Melania Winkleri MAY.-EYM. sp., Flötz 9.
Melanopsis Hantkeni HOFM., Ammortal.
Planorbis declivis A. BR., im Stinkkalk häufig.
 „ *cornu* BRONG., desgleichen.
Glandina inflata REUSS. sp., Ammortal.
Helix (Coryda) rugulosa v. MART., im Stinkstein selten.

Pisces.

- Ephippites Peissenbergensis* v. AMM.
Notidanus primigenius AG., Glassand.

Incertae sedis.

- Daemonehelix Kramerii* v. AMMON.

¹⁾ Nach eigenen Aufsammlungen und Bestimmungen sowie den auf Seite 36 erwähnten Arbeiten.

Jene marinen Schichten zwischen den Glassanden wurden auch im Sulzstollen bei Bad Sulz angefahren, wo sie ebenfalls zahlreiche in der Münchener Staatssammlung befindliche Petrefakten lieferten. Die Gruppe zwischen den beiden Glassanden ist in Peissenberg flötzleer bis auf das gerade im Hangenden des unteren Sandes eingelagerte Flötz 1.

Die Flötzverhältnisse selbst wurden von anderer Seite bereits eingehend behandelt, namentlich von GÜMBEL, WOLFF, KORSCHULT, STUCHLIK und HERTLE, so dass hier kaum noch etwas hinzuzufügen ist.

Die oben gegebene Petrefaktenliste der Cyrenenmergel des Hohenpeissenberges führt als Fossil von immer noch zweifelhafter Stellung auch die *Daemohelix Kramerii* v. AMM. auf. Diese merkwürdige Versteinerung hat das Interesse einer ganzen Anzahl von Autoren erweckt, allerdings auch die merkwürdigsten Anschauungen über ihre Natur zutage gefördert. Die älteste Anschauung, die noch immer von einigen Paläontologen¹⁾ gehalten wird, ist die einiger amerikanischer Geologen, dass man es hier mit dem ausgefüllten Gang einer Geomyide zu tun habe. Das Vorkommen am Hohenpeissenberg schliesst eine solche Möglichkeit von vornherein aus. Das Peissenberger Exemplar ist von einer Cyrenenschale in seiner Regelmässigkeit gestört. Die Taschenratten verlangen aber trockenen Boden, der hier wohl nicht vorhanden war, wie die mitvorkommende Cyrene zeigt; ausserdem hat das Peissenberger Exemplar nicht jene gewaltigen Dimensionen seiner Verwandten von Nebraska, sondern die Umgänge haben einen Durchmesser von nur 1,5–2 cm, es wäre das wohl ein auffallend kleines Säugetier, das einen solchen Gang herstellen könnte. BARBOUR²⁾ hält sie für pflanzlichen Ursprungs, nach der Art des Vorkommens am Hohenpeissenberg, zusammen mit Cyrenen, halte ich eine derartige Entstehung nicht für wahrscheinlich. FUCHS versucht diese rätselhaften Gebilde in neuerer Zeit als Bohrgänge von Muscheln zu deuten. Er schreibt hierzu in den Verhandlungen der K. K. geologischen Reichsanstalt³⁾: „Ich möchte hier nur darauf aufmerksam machen, dass ganz ähnliche Körper bereits vor längerer Zeit von HEER in seiner »Urwelt der Schweiz« S. 439 Fig. 326⁴⁾ unter dem Namen »Schraubensteine« aus der Molasse von St. Gallen beschrieben und abgebildet, auch dass dieselben nach ihm in diesen Schichten der Schweiz ganz allgemein verbreitet sein sollen. Nach Dr. BIEDERMANN kommen diese »Schraubensteine« auch bei Rorbas an der Grenze der unteren Süsswassermolasse und der Meeresmolasse vor und zwar in der Weise, dass die Schraubensteine in der unteren Süsswassermolasse stecken und dabei aus dem Material der Meeresmolasse bestehen. Es ist dies wohl in beiden Fällen ein Beweis, dass wir es hier mit Ausfüllungen von Hohlräumen zu tun haben, welche von oben mit Material angefüllt sind.“ Derselben Ansicht war auch schon HEER, der dieselbe in seiner „Urwelt der Schweiz“ S. 464 folgendermassen dargelegt: „Für diese Erklärung spricht, dass Professor KARL MAYER bei

¹⁾ FUCHS: Annalen des K. K. naturhistorischen Hofmuseums. Bd. VIII. Notizen S. 91.

²⁾ BARBOUR: University Studies. vol. I. No. 4. Lincoln Nebraska. 1892; vol. II. No. 1. 1894. p. 1–16 und 1897. p. 81–121.

BARBOUR: Bulletin of the geological Society of America. vol. VIII. Rochester 1897. p. 305–314.

Derselbe: The American Naturalist. vol. XXIX. 1895. p. 517.

³⁾ TH. FUCHS: Über *Daemohelix Kramerii* v. AMM. Verhandl. d. K. K. geolog. Reichsanstalt. Wien. 1901. S. 171.

⁴⁾ Obige von FUCHS angegebene Bemerkung findet sich: HEER, Urwelt der Schweiz, Zürich. 1879. S. 464. Fig. 369B.

Martinsbrücke in St. Gallen, wo diese Schraubensteine besonders schön entwickelt sind, in einem solchen eine *Lutraria sanna* gefunden hat.“

In neuerer Zeit wurden durch ELBERT ähnliche Gebilde aus dem Breviporuspläner des Teutoburgerwaldes als *Daemonhelix cretacea* beschrieben.¹⁾

ELBERT hält die *Daemonhelix* für Gänge von Enteropneusten, ähnlich dem im Golf von Neapel lebenden *Balanoglossus*, oder von verwandten Anneliden. Diese Ansicht scheint am meisten für sich zu haben. Es ist allerdings ein ganz wesentlicher Unterschied vorhanden in der Beschaffenheit der Oberfläche der *Daemonhelix cretacea* ELB. und *D. Kramerii* v. AMM.

Die Oberfläche der turonischen Art ist glatt und zeigt einzelne Falten, die der oligocänen ist rauh, fast warzig. Eine ähnliche Lebensweise wie der *Balanoglossus* führen aber auch die Synapten aus der Klasse der Holothurideen. Sie graben sich unregelmässige Gänge im Schlamm und Sand (die zweite Ordnung der Holothurideen, die *Pedata*, leben auf festerem Sand- oder Felsboden). Die warzige Oberfläche der Windungen fände durch eine derartige Annahme sehr gut eine Erklärung, aber es konnten bis jetzt noch nicht die charakteristischen Kalkkörperchen aus der Lederhaut der Holothurideen in diesen Gesteinen nachgewiesen werden. Soviel kann jedenfalls aber als erwiesen angesehen werden: Die *Daemonhelix* sind Hohlraumausfüllungen, entstanden unter Brackwasser oder Meerwasser.

In der vielfach besprochenen Fauna der Cyrenenschichten ist sonst Neues weiter nicht mehr hinzuzufügen.

Die Promberger Schichten.

In den Jahren 1896—1898 ergab sich bei Untersuchungen des jüngsten Teiles der nördlichsten der Penzberger Mulden, der sog. Promberger Mulde, dass sich im Hangenden des oberen der erwähnten Glassande plötzlich wieder zahlreiche marine Fossilien einfanden, die eine Mischfauna der unteren und der oberen Meeresmolasse darstellen; sie schliessen sich jedoch enger an die untere an. DR. WEITHOFER,²⁾ der diese Schichten besonders eingehend studiert und beschrieben hat, schlug für sie den Namen „Promberger Schichten“ vor.³⁾ Durch den Nachweis dieser Schichten wird der Wert der Glassande für die Tektonik bedeutend erhöht, da Zweifel, welches das Hangende des jüngeren Glassandes sei, hierdurch völlig ausgeschlossen werden. Am Hohenpeissenberg hatte man lange Zeit nach diesen für die Tektonik so wichtigen Leitschichten gesucht, ohne dass es bis jetzt gelungen war, dieselben nachzuweisen. Es gelang mir nun, im Hangenden des oberen Glassandes eine marine Oligocänablagerung aufzufinden, die in jeder Beziehung den „Promberger Schichten“ WEITHOFERS entspricht. Sie findet sich im Sulzer Steinbruch bei Bad Sulz. Bei sorgfältiger Untersuchung des ganzen Steinbruchs

¹⁾ ELBERT: Das untere Angoumien in der Osningbergkette des Teutoburger Waldes. Verhandlungen des naturhistorischen Vereins d. preussischen Rheinlande und Westfalens. Jahrgang 1902. S. 121

²⁾ DR. K. A. WEITHOFER: Zur Kenntnis der oberen Horizonte der oligocänen Brackwassermolasse etc. Verhandlungen der K. K. geol. Reichsanstalt. Wien 1899. S. 269 ff.

Derselbe: Einige Querprofile durch die Molassebildungen Oberbayerns. Jahrbuch der K. K. geol. Reichsanstalt. Wien 1902. S. 30.

³⁾ Ueber die Fauna der Promberger Schichten aus dem Penzberger Revier mit Umgebung S. v. Aase: Ueber das Vorkommen von Steinschrauben (*Daemonhelix*) etc. Geogn. Jahresh. 1900 S. 60—62

noch möglich war und sich nicht mehr entscheiden liess, ob diesen Störungen grössere Bedeutung beizulegen ist. Die Richtigkeit der Annahme, dass man es mit einer grossen Störung zu tun hat, halte ich nicht für ganz ausgeschlossen; wahrscheinlicher aber erscheint mir nach meinen bisherigen Erfahrungen, dass die über den Cyrenenmergeln folgende bunte Molasse eine jüngere, konkordant aufgelagerte Stufe darstellt. In der petrographischen Beschaffenheit ist ein wesentlicher Unterschied gegen die untere bunte Molasse der Schnalz und des Thalbachgrabens bei Rottenbuch erkennbar. Die in der unteren bunten Molasse vorherrschenden festen, kalkigen Steinmergelbänke fehlen hier fast ganz. Die Mergel dieser Schichten sind tonreicher und verwittern leicht zu grauem und gelbem Grus, in dem der rote Farbenton nur stellenweise hervortritt. Sandsteine sind nicht so zahlreich eingelagert.

Als Leitschicht könnte eine im Kohlgraben und Eierbach bei den beiden Fallzeichen 7 40 durchstreichende Konglomeratbank genommen werden. Dieselbe findet sich auch in dem westlich nächstfolgenden Graben wieder, hat aber hier bereits eine Biegung nach Süden gemacht.

Etwas weiter unterhalb findet sich im Kohlgraben ein Pechkohlenflötz eingelagert. Die Untersuchung desselben ergab, dass es unbauwürdig war. Es besteht aus rund 20 cm Kohle und 15 cm Stinkstein. Die Kohle ist rein und sehr fest und ist eine sogenannte Augenkohle.

Vielleicht gehört derselben Zone auch noch die bunte Molasse im sogenannten „Krebsbachel“ an (dem bei der Brücke der Strasse Unterpeissenberg-Böbing mündenden Bach), soweit dieselbe nördlich des verzeichneten Sprunges liegt. Dieses Flötz, das ich von Bergarbeitern an mehreren Stellen freilegen liess, liegt direkt neben einer grösseren Verwerfungskluft und wird von mehreren kleineren Sprüngen durchsetzt. Es zeigt eine auffallende Ähnlichkeit mit dem Zementmergel flötz Nr. 9 der Grube und könnte deshalb vielleicht als dessen Äquivalent im Südflügel der Mulde aufgefasst werden, was jedoch nicht wahrscheinlich ist, da dann angenommen werden müsste, dass hier die gesamten Cyrenenmergel durch gleichaltrige „bunte Molasse“ ersetzt seien, wofür aber der Beweis und eine genügende Erklärung fehlt.

Das Miocän.

Obere Meeresmolasse.

Den oligocänen Ablagerungen folgen nach oben hin die „obere Meeresmolasse“ und die „obere Süsswassermolasse“, die fast nirgends den älteren Schichten sich konkordant anschliessen, sondern durch gewaltige tektonische Störungen von ihnen getrennt sind. Es scheinen hier am Schluss des Oligocäns bedeutende Bodenbewegungen stattgefunden zu haben, denn der faunistische und petrographische Charakter der nun folgenden Schichten ist ein vollständig veränderter und vergeblich suchen wir nach einem verbindenden und vermittelnden Glied.

Dieser älteste Teil des Miocäns fehlt hier vollständig; es ist wahrscheinlich, dass überhaupt das ganze untere Miocän hier fehlt und uns die obere Meeresmolasse nur das mittlere Miocän repräsentiert. v. AMMON spricht auch ähnliche Ablagerungen im Isartal bei Tölz als „nicht älter als mittelmiocän an“.¹⁾

¹⁾ v. GÜMBEL und v. AMMON: Das Isarprofil durch die Molasseschichten nördlich von Tölz. Geognostische Jahreshäfte 1897. S. 16.

Die obere Meeresmolasse bildet eine schmale Zone, welche den Cyrenenmergeln im Norden vom Nordrand des Bühlachs bei Peiting an bis zur Westerleite vorgelagert ist. Am Nordende des Bühlachs verzeichnet GUMBEL auf seiner geologischen Karte von Bayern, Blatt Werdenfels, auch Cyrenenmergel. Es beruht dies auf einem Irrtum, denn in einem Hohlwege fand sich ein Aufschluss der charakteristischen Glimmer und Glaukonit führenden sandigen Konglomerate der oberen Meeresmolasse, in dem ich zahlreiche Petrefakten fand, besonders zahlreich:

Ostrea crassissima LAM.

Arca cardiiformis BAST.

Pecten burdigalensis LAM.

Gegen die Cyrenenmergel macht sich hier im Streichen wie im Fallen deutlich das Vorhandensein einer Dislokation bemerkbar. Etwas weiter nördlich sind an mehreren Steilabfällen dieselben weichen, glimmerigen Sande und Sandschiefer bemerkbar wie am Guggenberg, wo sie die Grenze gegen die obere Süßwassermolasse bilden.

Das erstgenannte glaukonitische Konglomerat findet sich nach längerer Unterbrechung erst bei Klausen und hinter dem Gehöft des Hanselbauern wieder. Von hier zieht sich die zusammenhängende Zone der oberen Meeresmolasse ununterbrochen bis fast nach Bad Sulz hin, wo der Eberl- oder Rapoltskreuter-Graben und der untere Teil des Sulzgrabens besonders gute versteinungsreiche Aufschlüsse bieten. Hier fanden sich folgende Reste von marinen Tieren:

Pecten (Vola) solarium LAM.

„ *Besseri* ANDRZ.

„ *burdigalensis* LAM.

Ostrea crassissima LAM.

(= *longirostris* GOLDF. sp.).

„ *digitalina* DUBOIS.

„ *gryphaeoides* LAM. sp.

Leda sp.

Arca cardiiformis BAST.

„ sp.

„ (*Barbatia*) cf. *barbata* LIN.

Dreissensia amygdaloides DUNK. sp.

Isocardia harpa GOLDF.

Cardium turonicum MAY.-EYM.

Astarte sp.

Lucina cf. *spuria* GMEL. sp.

Venus multilamella LAM.

Tellina bavarica MAY.-EYM.

Psammobia sp.

Solenomya sp.

Dentalium cf. *mutabile* DOD.

Patella sp.

Natica helicina BROCCHI.

„ cf. *millepunctata* LAM.

Trochus patulus BROCCHI.

Turritella turris BAST.

Odontaspis contortidens AG.

Die meisten Exemplare sind schlecht erhalten und zerfallen beim Präparieren ganz.

Weiter im Osten etwa vom Sulzweiher an verschwinden dann die Schichten der oberen Meeresmolasse unter mächtigen Gehängemergelanhäufungen und bei Sulz selbst stossen offenbar infolge einer Überschiebung die Schichten des Oligocän fast direkt mit denen der obermiocänen oberen Süsswassermolasse zusammen, während das marine Miocän durch das Oligocän fast verdeckt ist.

Jenseits des Thales beim Bahnhof setzen die Schichten der oberen Meeresmolasse in den Guggenberg wieder ein; wie die Karte ergibt, hat hier eine Transversalverschiebung nach Norden, stattgefunden. Hier am Guggenberg findet sich südlich des Dorfes Unterpeissenberg ein Hohlweg, der den besten vollständigen und zusammenhängenden Aufschluss der oberbayrischen miocänen Meeresmolasse liefert und deswegen schon durch GÜMBEL klassisch geworden ist. Eine Wiederholung des von ihm Gesagten erscheint mir überflüssig. Zu erwähnen ist jedoch, dass auch der auf dem Kamm des Hügels von dem genannten Hohlweg zum Bahnhof führende Fusspfad noch an mehreren Stellen Aufschlüsse der härteren *Ostrea crassissima*-Bank zeigt. Auch beim „Postkeller“ (nahe am Bahnhof) lassen sich diese Schichten beobachten. Das genaue Profil auf Seite 330 der Geologie von Bayern macht jedoch in seinem südlichen Teile eine kleine Berichtigung notwendig. GÜMBEL verzeichnet hier am Rande des Grandelmooses Cyrenenschichten. Es beruht diese Annahme aber wohl mehr auf Hypothese als direkter Beobachtung. Ein sicherer Aufschluss der Cyrenenmergel war nicht festzustellen, vielmehr lieferten die letzten Schichten am Südrande des Berges, die eine Untersuchung ermöglichten und die mit den GÜMBEL'schen Cyrenenschichten identisch sind, nur eine grosse Anzahl von *Corbula gibba* OLIVI. Diese Form kommt sowohl im Oligocän vor als im Miocän, ist aber im letzteren verbreiteter; das liesse demnach schon eher auf ein miocänes Alter schliessen. Dazu kommt, dass der petrographische Habitus des Gesteins genau derselbe ist, wie der der oberen Meeresmolasse, vor allem ist der Reichtum an Glimmer derartig gross, wie er in den normalen Cyrenenmergeln Oberbayerns nie auftritt, wohl aber überall in der oberen Meeresmolasse. Es sind deshalb diese Schichten dem Miocän zuzurechnen; sie schliessen sich auch hier wohl nicht ohne grössere tektonische Störung, die aber von Diluvialablagerungen und Torf verdeckt ist, an die ebenfalls überlagerten Cyrenenmergel an.

Die Schichten der oberen Meeresmolasse, die mit 85° überkippt nach Süden einfallen, gehen weiter nach Osten allmählich in die normale Lagerung über und fallen bereits am Ammerdurchbruch südlich von St. Wolfgang, ebenso an der Weaterteiten mit 20--25° nach Norden.

Die obere Süsswassermolasse. (Obermiocän.)

Der oberen Meeresmolasse schliesst sich im Norden überall concordant die obere Süsswassermolasse an, die von hier bis zur Donau die Unterlage für die mächtigen Diluvialbildungen ausmacht. Sie besteht vorwiegend aus gelb- und grünarmierten Mergeln, mächtigen Conglomeraten und einzelnen glimmerigen gelben Sandlagen.

Die Conglomerate haben auch die charakteristische, durch hohen Eisengehalt bedingte gelbe bis rote Farbe, sie führen Gerölle bis zu Kopfgrösse, die fast stets Eindrücke der Nachbargerölle zeigen. Diese Eindrücke können so bedeutend

werden, dass ein Geröll ganz durchlöchert wird. Das Cement ist thonig oder lehmig und enthält stellenweise Ausscheidungen von Roteisen (Sulzer Bach).

Als Grenzschicht gegen die Meeresmolasse ist die Conglomeratbank, die südlich von Unterpeissenberg hinter den letzten Häusern des Dorfes ausstreicht, aufzufassen; doch ist es nicht sicher, ob nicht auch die fossilleeren Sande, welche dieses Conglomerat im Liegenden begleiten, obermiocänen Alters sind.

Versteinerungen finden sich nur sehr selten in ihr und meist schlecht erhalten. Ein Aufschluss im Buchaugraben lieferte neben zahllosen Schalenfragmenten auch einzelne ganze Exemplare der *Helix (Tachea) sylvana* v. KLEIN. Ebenso fanden sich solche Reste am Ammerberg bei Polling und im Lechtal bei Finsterau.

Im Lechtal bildet die obere Süßwassermolasse den Quellenhorizont, auf dem die grossen Wassermengen, welche sich in den Diluvialbildungen nördlich des Peissenberges sammeln, zutage treten. Sie ist hier vielfach durch die Quellen aufgeweicht und von zahlreichen Murbrüchen und Gehängemergelanhäufungen bedeckt, in denen sich recente Landschnecken wie z. B. *Helix villosa*, *nemoralis*, *Hyalinia cellaria* und ähnliche Formen finden.

Das Diluvium und Alluvium.

In ganz besonderer Ausdehnung ist im Gebiet des Hohenpeissenberges das Diluvium entwickelt. Bevor ich aber auf diese lokalen Ablagerungen eingehe, muss ich noch einiges über die Resultate der neuesten Untersuchungen des Diluvium der Alpen vorausschicken. Durch die über 14 Jahre fortgesetzten Forschungen Professor ALBRECHT PENCKS in Wien, Professor EDUARD BRÜCKNERS in Bern und anderer bedeutender Geologen ist im vorigen Jahre ein Werk zum Abschluss gekommen, das in Zukunft als die Grundlage für alle Untersuchungen über die Eiszeiten der Alpen und ihre Ablagerungen anzusehen ist. Professor PENCK unterscheidet nicht mehr wie bisher im Voralpenlande drei Eiszeiten, sondern vier Eiszeiten mit drei Interglacialzeiten. Diese Perioden mit Zahlen oder mit Buchstaben zu bezeichnen, hat sich als unzweckmässig erwiesen, weil jedesmal, wenn durch die eingehendere Forschung Zwischenglieder eingeschoben werden müssen, die alte Bezeichnung aufgegeben werden und durch eine neue ersetzt werden muss. Hierbei sind dann Missverständnisse und Verwechslungen kaum zu vermeiden. PENCK schlägt deshalb¹⁾ eine Bezeichnung vor, welche die Vorteile der alphabetischen und der Einführung von Lokalnamen vereinigt und ausserdem jederzeit gestattet, neue Glieder einzufügen oder die vorhandenen weiterzugliedern. Die verschiedenen Eiszeiten werden von ihm nach Örtlichkeiten bezeichnet, in deren Gebiet die betreffende Periode typisch entwickelt ist; diese Lokalnamen sind aber so gewählt, dass sie zwar in alphabetischer Reihe aufeinander folgen, aber genügend weit auseinander liegen, dass man leicht neue Namen, falls dies nötig sein sollte, einfügen kann, ohne die alphabethische Reihenfolge zu stören. Die Eiszeiten werden nach PENCK bezeichnet:

1. Günz-Vergletscherung,
2. Mindel- „
3. Riss- „
4. Würm- „

¹⁾ PENCK und BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901, S. 109 ff.

Es ist daher am einfachsten die Moränen z. B. der Günz-Vergletscherung mit G, die ausserhalb des Moränengürtels abgelagerten zugehörigen fluvioglacialen Schotter mit g zu bezeichnen und ebenso die Moränen der übrigen Eiszeiten mit M, R und W, deren Schotter mit m, r und w. Nach Schluss der letzten, also der W-Vergletscherung lassen sich noch verschiedene kleinere Vorstösse resp. Schwankungen der Gletscher beobachten, wobei infolge von Klimaänderungen die sich zurückziehenden Gletscher wieder stationär wurden oder von neuem einen kleinen Vorstoss machten, der aber nicht als selbständige Eiszeit bezeichnet werden kann. Diese „Stadien“ hat PEXCK in ähnlicher Weise bezeichnet als:

1. Achenschwankung,
2. Bühlstadium,
3. Gschnitzstadium,
4. Daunstadium.

Die den einzelnen Stadien zugehörigen Moränen und Schotter werden mit den griechischen Buchstaben α , β , γ und δ bezeichnet. Auf der Karte des Hohenpeissenberges wurde diese Bezeichnung als die zweckmässigste von mir ebenfalls angewendet.

Im Gebiet des Hohenpeissenberges war die älteste, die „Günzvergletscherung“ bisher noch nicht nachzuweisen; sie ist wahrscheinlich wohl auch bis hierher vorgedrungen, ihre Spuren sind aber verwischt. Auch die zweite Vergletscherung finden wir erst ausserhalb der Karte im Tal des Lech als sogen. Deckenschotter oder diluviale Nagelfluh. Es ist anzunehmen, dass diese m-Schotter auch unter den mächtigen W-Moränen der Torfmoore nördlich des Berges vorhanden sind; aufgeschlossen wurden sie hier jedoch bislang nicht.

Moränen sind nicht mit Sicherheit nachzuweisen, es sind nur die charakteristischen Schotter dieser Vergletscherung erhalten. Diese m-Schotter sind verfestigt durch Absätze kalkhaltiger Wässer, deren Kalkgehalt den Schottern selbst entstammt. Die Schotter sind im Gebiet des Hohenpeissenberg reine Kalkschotter, nur aus Gesteinen der nördlichen Kalkalpenzone zusammengesetzt, unter denen, soweit sie sich überhaupt bestimmen lassen, der Wettersteinkalk vorherrscht; vereinzelt finden sich Conglomeratgerölle, die vielleicht der bunten Molasse entstammen. Das Bindemittel hat meistens das Aussehen von dichtem Kalksinter, hin und wieder findet sich das Bindemittel aber als Kalkspath auskrystallisiert. Dass der Kalkgehalt den Schottern selbst entstammt, geht aus dem Vorkommen von sogen. Hohlgeschieben hervor; es sind dies Höhlungen im Gestein, aus denen die Kalkgeschiebe ganz oder teilweise ausgewaschen sind, so dass oft nur ein Skelett von Quarzschnüren zurückgeblieben ist, welche das Kalkgeschiebe durchsetzen. Einen besonders guten Aufschluss der m-Schotter bietet der Schwalbenstein am linken Ufer des Lechs.

Überlagert werden diese Schotter im Gebiet der Karte von den Jungendmoränen der Würmeiszeit. Die Ablagerungen der Riss-Vergletscherung liessen sich im Gebiet der vorliegenden Karte bislang nicht nachweisen, wohl aber etwas weiter westlich ruhen im Lechtal bei Schongau den m-Schottern unter den Würm-Moränen, stellenweise wenig mächtige Schotter auf, die der Rissvergletscherung zuzurechnen sind.

Die Moränen der W-Eiszeit nehmen auf der Karte einen verhältnismässig grossen Raum ein, ihre zugehörigen Schotter sind nicht vorhanden. Ein charakteristischer Zug von Endmoränen der Würm-Eiszeit zieht sich vom Pürschwald

in südöstlicher Richtung über Oberobland, den Buchwald, die Reitnau, den Sedlhofwald und Buschhorn an die Gehänge des Hohenpeissenberges heran bis nach Hetten und Klausen. Hier biegt er zunächst nach Westen, dann nach Südwesten um, bildet den 801 m hohen Rücken der Winterleiten und verschwindet dann unter den Torfmassen des Gremmooses. Man könnte erwarten, dass auch auf der Höhe des Bühlachs bei Peiting sich die Fortsetzung dieses Moränenzuges wiederfände, wie auch auf der GÜMBEL'schen Karte angegeben ist; es fanden sich hier zwar vereinzelt Geschiebe und Gerölle, aber eine nennenswerte zusammenhängende Ablagerung wurde nicht festgestellt; es ist im Gegenteil schon in ganz geringer Tiefe überall das anstehende Molassegestein aufzudecken, so dass es richtiger erschien, auf der Karte Molasse einzuzichnen. Das ganze Gebiet ist von wenig mächtiger Grundmoräne bedeckt, die ihre Spuren selbst nahe dem Gipfel des Hohenpeissenberges zurückgelassen hat. Es finden sich dort am Kirchhof auch zahlreiche Geschiebe von Amphibolgesteinen, ein Beweis dafür, dass der Gletscher mit seinen Eismassen den Berg noch überstieg.

Ein zweiter kleinerer Moränenzug streicht in nördlicher Richtung vom Frauenwald über den Heissenbauer, über Faistenau und den Gözmerwald zum Merauthberg. Ein dritter begleitet die rechte Seite des Sinkgrabens vom Buchauer an, über Strallen und Windkreuth bis Kusried. Die zwischen den deutlichen Moränenwällen gelegene Hochfläche nördlich des Hohenpeissenberges ist mit demselben Moränenmaterial bedeckt, das sich hier jedoch nicht zu Wällen aneinander reihte, sondern sich beim Vorgehen und beim Rückzuge des Eises über die ganze Fläche ziemlich gleichmässig verteilte.

Das Material, aus denen sich diese Moränen aufbauen, ist bei weitem nicht so einheitlich wie das der Mindelschotter. Neben Kalkgeschieben, die zahlreiche, schön erhaltene Kritzen und Schrammen zeigen, finden sich Gesteine aus den Zentralalpen: auffallend häufig Eklogite, daneben Gneise, Granatgneise aus dem Oetzthal (?), Tonalite, Granite und krystallinische Schiefer. Kalkige und krystallinische Geschiebe finden sich etwa in gleichem Mengenverhältnis. Die Moränen sind als sogenannte „Blockmoränen“ entwickelt, die neben den kantigen gekritzten Geschieben auch gerundete Blöcke führen.

Von den Ablagerungen der beschriebenen Jugendmoränen sind die des „Bühlstadium“, das ja nur als eine Schwankung der Würm-Vergletscherung aufzufassen ist, nur wenig verschieden; eine Interglazial-Zeit ist zwar im Gebiet der Karte selbst nicht nachzuweisen, aber es finden sich genug Gründe, die eine Trennung der zugehörigen Ablagerungen von denen der W-Periode und Zuweisung zu dem β - oder Bühlstadium rechtfertigen. Es sind dies zunächst die fluvio-glacialen Schotter von Murnau, Huglfing und Etting, die der Gletscher bei seinem Rückzug in das Gebirge und während des erneuten Vorschubs durch seine Schmelzwasser vor sich ablagerte, bevor es zur Bildung von Endmoränen des stationär werdenden Gletschers kam. Diese Schotter streichen an den Seiten der Täler des Hungerbachs bei Huglfing und Oberhausen, sowie des Ettinger Baches bei Etting, Langenlaich und St. Jakob aus. Die mächtigen aus ihnen entspringenden Quellen bilden wahrscheinlich den unterirdischen Abfluss des Riegsees, sie haben sich bei ihrem langen unterirdischen Lauf so mit gelöstem Kalk der Schotter gesättigt, dass sie die mächtigen Kalktuffmassen von Huglfing, Oberhausen und St. Jakob absetzen konnten, die den St. Jakobsee aufgestaut haben, und bei dem gleichnamigen Orte, wie bei Huglfing in grossen Steinbrüchen abgebaut werden. In

noch möglich war und sich nicht mehr entscheiden liess, ob diesen Störungen grössere Bedeutung beizulegen ist. Die Richtigkeit der Annahme, dass man es mit einer grossen Störung zu tun hat, halte ich nicht für ganz ausgeschlossen; wahrscheinlicher aber erscheint mir nach meinen bisherigen Erfahrungen, dass die über den Cyrenenmergeln folgende bunte Molasse eine jüngere, konkordant aufgelagerte Stufe darstellt. In der petrographischen Beschaffenheit ist ein wesentlicher Unterschied gegen die untere bunte Molasse der Schnalz und des Thalbachgrabens bei Rottenbuch erkennbar. Die in der unteren bunten Molasse vorherrschenden festen, kalkigen Steinmergelbänke fehlen hier fast ganz. Die Mergel dieser Schichten sind tonreicher und verwittern leicht zu grauem und gelbem Grus, in dem der rote Farbenton nur stellenweise hervortritt. Sandsteine sind nicht so zahlreich eingelagert.

Als Leitschicht könnte eine im Kohlgraben und Eierbach bei den beiden Fallzeichen ∇ 40 durchstreichende Konglomeratbank genommen werden. Dieselbe findet sich auch in dem westlich nächstfolgenden Graben wieder, hat aber hier bereits eine Biegung nach Süden gemacht.

Etwas weiter unterhalb findet sich im Kohlgraben ein Pechkohlenflötz eingelagert. Die Untersuchung desselben ergab, dass es unbauwürdig war. Es besteht aus rund 20 cm Kohle und 15 cm Stinkstein. Die Kohle ist rein und sehr fest und ist eine sogenannte Augenkohle.

Vielleicht gehört derselben Zone auch noch die bunte Molasse im sogenannten „Krebsbachel“ an (dem bei der Brücke der Strasse Unterpeissenberg-Böbing mündenden Bach), soweit dieselbe nördlich des verzeichneten Sprunges liegt. Dieses Flötz, das ich von Bergarbeitern an mehreren Stellen freilegen liess, liegt direkt neben einer grösseren Verwerfungskluft und wird von mehreren kleineren Sprüngen durchsetzt. Es zeigt eine auffallende Ähnlichkeit mit dem Zementmergelölz Nr. 9 der Grube und könnte deshalb vielleicht als dessen Äquivalent im Südflügel der Mulde aufgefasst werden, was jedoch nicht wahrscheinlich ist, da dann angenommen werden müsste, dass hier die gesamten Cyrenenmergel durch gleichaltrige „bunte Molasse“ ersetzt seien, wofür aber der Beweis und eine genügende Erklärung fehlt.

Das Miocän.

Obere Meeresmolasse.

Den oligocänen Ablagerungen folgen nach oben hin die „obere Meeresmolasse“ und die „obere Süsswassermolasse“, die fast nirgends den älteren Schichten sich konkordant anschliessen, sondern durch gewaltige tektonische Störungen von ihnen getrennt sind. Es scheinen hier am Schluss des Oligocäns bedeutende Bodenbewegungen stattgefunden zu haben, denn der faunistische und petrographische Charakter der nun folgenden Schichten ist ein vollständig veränderter und vergeblich suchen wir nach einem verbindenden und vermittelnden Glied.

Dieser älteste Teil des Miocäns fehlt hier vollständig; es ist wahrscheinlich, dass überhaupt das ganze untere Miocän hier fehlt und uns die obere Meeresmolasse nur das mittlere Miocän repräsentiert. v. AMMON spricht auch ähnliche Ablagerungen im Isartal bei Tölz als „nicht älter als mittelmiocän an“.¹⁾

¹⁾ v. GÜMBEL und v. AMMON: Das Isarprofil durch die Molasseschichten nördlich von Tölz. Geognostische Jahreshefte 1897. S. 16.

Die obere Meeresmolasse bildet eine schmale Zone, welche den Cyrenenmergeln im Norden vom Nordrand des Bühlachs bei Peiting an bis zur Westerleite vorgelagert ist. Am Nordende des Bühlachs verzeichnet GUMBEL auf seiner geologischen Karte von Bayern, Blatt Werdenfels, auch Cyrenenmergel. Es beruht dies auf einem Irrtum, denn in einem Hohlwege fand sich ein Aufschluss der charakteristischen Glimmer und Glaukonit führenden sandigen Konglomerate der oberen Meeresmolasse, in dem ich zahlreiche Petrefakten fand, besonders zahlreich:

Ostrea crassissima LAM.

Arca cardiiformis BAST.

Pecten burdigalensis LAM.

Gegen die Cyrenenmergel macht sich hier im Streichen wie im Fallen deutlich das Vorhandensein einer Dislokation bemerkbar. Etwas weiter nördlich sind an mehreren Steilabfällen dieselben weichen, glimmerigen Sande und Sandschiefer bemerkbar wie am Guggenberg, wo sie die Grenze gegen die obere Süßwassermolasse bilden.

Das erstgenannte glaukonitische Konglomerat findet sich nach längerer Unterbrechung erst bei Klausen und hinter dem Gehöft des Hanselbauern wieder. Von hier zieht sich die zusammenhängende Zone der oberen Meeresmolasse ununterbrochen bis fast nach Bad Sulz hin, wo der Eberl- oder Rapoltskreuter-Graben und der untere Teil des Sulzgrabens besonders gute versteinungsreiche Aufschlüsse bieten. Hier fanden sich folgende Reste von marinen Tieren:

Pecten (Vola) solarium LAM.

„ *Besseri* ANDRZ.

„ *burdigalensis* LAM.

Ostrea crassissima LAM.

(= *longirostris* GOLDF. sp.).

„ *digitalina* DUBOIS.

„ *gryphaeoides* LAM. sp.

Leda sp.

Arca cardiiformis BAST.

„ sp.

„ (*Barbatia*) cf. *barbata* LIN.

Dreissensia amygdaloides DUNK. sp.

Isocardia harpa GOLDF.

Cardium turonicum MAY.-EYM.

Astarte sp.

Lucina cf. *spuria* GMEL. sp.

Venus multilamella LAM.

Tellina bavarica MAY.-EYM.

Psammobia sp.

Solenomya sp.

Dentalium cf. *mutabile* DOD.

Patella sp.

Natica helicina BROCCHI.

„ cf. *millepunctata* LAM.

Trochus patulus BROCCHI.

Turritella turris BAST.

Odontaspis contortidens AG.

Die meisten Exemplare sind schlecht erhalten und zerfallen beim Präparieren ganz.

Weiter im Osten etwa vom Sulzweiher an verschwinden dann die Schichten der oberen Meeresmolasse unter mächtigen Gehängemergelanhäufungen und bei Sulz selbst stossen offenbar infolge einer Überschiebung die Schichten des Oligocän fast direkt mit denen der obermiocänen oberen Süsswassermolasse zusammen, während das marine Miocän durch das Oligocän fast verdeckt ist.

Jenseits des Thales beim Bahnhof setzen die Schichten der oberen Meeresmolasse in den Guggenberg wieder ein; wie die Karte ergibt, hat hier eine Transversalverschiebung nach Norden, stattgefunden. Hier am Guggenberg findet sich südlich des Dorfes Unterpeissenberg ein Hohlweg, der den besten vollständigen und zusammenhängenden Aufschluss der oberbayrischen miocänen Meeresmolasse liefert und deswegen schon durch GÜMBEL klassisch geworden ist. Eine Wiederholung des von ihm Gesagten erscheint mir überflüssig. Zu erwähnen ist jedoch, dass auch der auf dem Kamm des Hügels von dem genannten Hohlweg zum Bahnhof führende Fusspfad noch an mehreren Stellen Aufschlüsse der härteren *Ostrea crassissima*-Bank zeigt. Auch beim „Postkeller“ (nahe am Bahnhof) lassen sich diese Schichten beobachten. Das genaue Profil auf Seite 330 der Geologie von Bayern macht jedoch in seinem südlichen Teile eine kleine Berichtigung notwendig. GÜMBEL verzeichnet hier am Rande des Grandelmooses Cyrenenschichten. Es beruht diese Annahme aber wohl mehr auf Hypothese als direkter Beobachtung. Ein sicherer Aufschluss der Cyrenenmergel war nicht festzustellen, vielmehr lieferten die letzten Schichten am Südrande des Berges, die eine Untersuchung ermöglichten und die mit den GÜMBEL'schen Cyrenenschichten identisch sind, nur eine grosse Anzahl von *Corbula gibba* OLIV. Diese Form kommt sowohl im Oligocän vor als im Miocän, ist aber im letzteren verbreiteter; das liesse demnach schon eher auf ein miocänes Alter schliessen. Dazu kommt, dass der petrographische Habitus des Gesteins genau derselbe ist, wie der der oberen Meeresmolasse, vor allem ist der Reichtum an Glimmer derartig gross, wie er in den normalen Cyrenenmergeln Oberbayerns nie auftritt, wohl aber überall in der oberen Meeresmolasse. Es sind deshalb diese Schichten dem Miocän zuzurechnen; sie schliessen sich auch hier wohl nicht ohne grössere tektonische Störung, die aber von Diluvialablagerungen und Torf verdeckt ist, an die ebenfalls überlagerten Cyrenenmergel an.

Die Schichten der oberen Meeresmolasse, die mit 85° überkippt nach Süden einfallen, gehen weiter nach Osten allmählich in die normale Lagerung über und fallen bereits am Ammerdurchbruch südlich von St. Wolfgang, ebenso an der Westerleiten mit 20–25° nach Norden.

Die obere Süsswassermolasse. (Obermiocän.)

Der oberen Meeresmolasse schliesst sich im Norden überall concordant die obere Süsswassermolasse an, die von hier bis zur Donau die Unterlage für die mächtigen Diluvialbildungen ausmacht. Sie besteht vorwiegend aus gelb- und grünmarmorierten Mergeln, mächtigen Conglomeraten und einzelnen glimmerigen gelben Sandlagen.

Die Conglomerate haben auch die charakteristische, durch hohen Eisengehalt bedingte gelbe bis rote Farbe, sie führen Gerölle bis zu Kopfgrösse, die fast stets Eindrücke der Nachbargerölle zeigen. Diese Eindrücke können so bedeutend

werden, dass ein Geröll ganz durchlöchert wird. Das Cement ist thonig oder lehmig und enthält stellenweise Ausscheidungen von Roteisen (Sulzer Bach).

Als Grenzschicht gegen die Meeresmolasse ist die Conglomeratbank, die südlich von Unterpeissenberg hinter den letzten Häusern des Dorfes ausstreicht, aufzufassen; doch ist es nicht sicher, ob nicht auch die fossilleeren Sande, welche dieses Conglomerat im Liegenden begleiten, obermiocänen Alters sind.

Versteinerungen finden sich nur sehr selten in ihr und meist schlecht erhalten. Ein Aufschluss im Buchaugraben lieferte neben zahllosen Schalenfragmenten auch einzelne ganze Exemplare der *Helix (Tachea) sylvana* v. KLEIN. Ebenso fanden sich solche Reste am Ammerberg bei Polling und im Lechtal bei Finsterau.

Im Lechtal bildet die obere Süßwassermolasse den Quellenhorizont, auf dem die grossen Wassermengen, welche sich in den Diluvialbildungen nördlich des Peissenberges sammeln, zutage treten. Sie ist hier vielfach durch die Quellen aufgeweicht und von zahlreichen Murbrüchen und Gehängemergelanhäufungen bedeckt, in denen sich recente Landschnecken wie z. B. *Helix villosa*, *nemoralis*, *Hyalinia cellaria* und ähnliche Formen finden.

Das Diluvium und Alluvium.

In ganz besonderer Ausdehnung ist im Gebiet des Hohenpeissenberges das Diluvium entwickelt. Bevor ich aber auf diese lokalen Ablagerungen eingehe, muss ich noch einiges über die Resultate der neuesten Untersuchungen des Diluvium der Alpen vorausschicken. Durch die über 14 Jahre fortgesetzten Forschungen Professor ALBRECHT PENCKs in Wien, Professor EDUARD BRÜCKNERs in Bern und anderer bedeutender Geologen ist im vorigen Jahre ein Werk zum Abschluss gekommen, das in Zukunft als die Grundlage für alle Untersuchungen über die Eiszeiten der Alpen und ihre Ablagerungen anzusehen ist. Professor PENCK unterscheidet nicht mehr wie bisher im Voralpenlande drei Eiszeiten, sondern vier Eiszeiten mit drei Interglacialzeiten. Diese Perioden mit Zahlen oder mit Buchstaben zu bezeichnen, hat sich als unzweckmässig erwiesen, weil jedesmal, wenn durch die eingehendere Forschung Zwischenglieder eingeschoben werden müssen, die alte Bezeichnung aufgegeben werden und durch eine neue ersetzt werden muss. Hierbei sind dann Missverständnisse und Verwechslungen kaum zu vermeiden. PENCK schlägt deshalb¹⁾ eine Bezeichnung vor, welche die Vorteile der alphabetischen und der Einführung von Lokalnamen vereinigt und ausserdem jederzeit gestattet, neue Glieder einzufügen oder die vorhandenen weiterzugliedern. Die verschiedenen Eiszeiten werden von ihm nach Örtlichkeiten bezeichnet, in deren Gebiet die betreffende Periode typisch entwickelt ist; diese Lokalnamen sind aber so gewählt, dass sie zwar in alphabetischer Reihe aufeinander folgen, aber genügend weit auseinander liegen, dass man leicht neue Namen, falls dies nötig sein sollte, einfügen kann, ohne die alphabethische Reihenfolge zu stören. Die Eiszeiten werden nach PENCK bezeichnet:

1. Günz-Vergletscherung,
2. Mindel- „
3. Riss- „
4. Würm- „

¹⁾ PENCK und BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901, S. 109 ff.

Es ist daher am einfachsten die Moränen z. B. der Günz-Vergletscherung mit G, die ausserhalb des Moränengürtels abgelagerten zugehörigen fluvioglacialen Schotter mit g zu bezeichnen und ebenso die Moränen der übrigen Eiszeiten mit M, R und W, deren Schotter mit m, r und w. Nach Schluss der letzten, also der W-Vergletscherung lassen sich noch verschiedene kleinere Vorstösse resp. Schwankungen der Gletscher beobachten, wobei infolge von Klimaänderungen die sich zurückziehenden Gletscher wieder stationär wurden oder von neuem einen kleinen Vorstoss machten, der aber nicht als selbständige Eiszeit bezeichnet werden kann. Diese „Stadien“ hat PENCK in ähnlicher Weise bezeichnet als:

1. Achenschwankung,
2. Bühlstadium,
3. Gschnitzstadium,
4. Daunstadium.

Die den einzelnen Stadien zugehörigen Moränen und Schotter werden mit den griechischen Buchstaben α , β , γ und δ bezeichnet. Auf der Karte des Hohenpeissenberges wurde diese Bezeichnung als die zweckmässigste von mir ebenfalls angewendet.

Im Gebiet des Hohenpeissenberges war die älteste, die „Günzvergletscherung“ bisher noch nicht nachzuweisen; sie ist wahrscheinlich wohl auch bis hierher vorgedrungen, ihre Spuren sind aber verwischt. Auch die zweite Vergletscherung finden wir erst ausserhalb der Karte im Tal des Lech als sogen. Deckenschotter oder diluviale Nagelfluh. Es ist anzunehmen, dass diese m-Schotter auch unter den mächtigen W-Moränen der Torfmoore nördlich des Berges vorhanden sind; aufgeschlossen wurden sie hier jedoch bislang nicht.

Moränen sind nicht mit Sicherheit nachzuweisen, es sind nur die charakteristischen Schotter dieser Vergletscherung erhalten. Diese m-Schotter sind verfestigt durch Absätze kalkhaltiger Wässer, deren Kalkgehalt den Schottern selbst entstammt. Die Schotter sind im Gebiet des Hohenpeissenberg reine Kalkschotter, nur aus Gesteinen der nördlichen Kalkalpenzone zusammengesetzt, unter denen, soweit sie sich überhaupt bestimmen lassen, der Wettersteinkalk vorherrscht; vereinzelt finden sich Conglomeratgerölle, die vielleicht der bunten Molasse entstammen. Das Bindemittel hat meistens das Aussehen von dichtem Kalksinter, hin und wieder findet sich das Bindemittel aber als Kalkspath auskrystallisiert. Dass der Kalkgehalt den Schottern selbst entstammt, geht aus dem Vorkommen von sogen. Hohlgeschoben hervor; es sind dies Höhlungen im Gestein, aus denen die Kalkgeschiebe ganz oder teilweise ausgewaschen sind, so dass oft nur ein Skelett von Quarzschnüren zurückgeblieben ist, welche das Kalkgeschiebe durchsetzten. Einen besonders guten Aufschluss der m-Schotter bietet der Schwalbenstein am linken Ufer des Lechs.

Überlagert werden diese Schotter im Gebiet der Karte von den Jugendmoränen der Würmeiszeit. Die Ablagerungen der Riss-Vergletscherung liessen sich im Gebiet der vorliegenden Karte bislang nicht nachweisen, wohl aber etwas weiter westlich ruhen im Lechtal bei Schongau den m-Schottern unter den Würm-Moränen, stellenweise wenig mächtige Schotter auf, die der Rissvergletscherung zuzurechnen sind.

Die Moränen der W-Eiszeit nehmen auf der Karte einen verhältnismässig grossen Raum ein, ihre zugehörigen Schotter sind nicht vorhanden. Ein charakteristischer Zug von Endmoränen der Würm-Eiszeit zieht sich vom Pürschwald

in südöstlicher Richtung über Oberobland, den Buchwald, die Reitnau, den Sedlhofwald und Buschhorn an die Gehänge des Hohenpeissenberges heran bis nach Hetten und Klausen. Hier biegt er zunächst nach Westen, dann nach Südwesten um, bildet den 801 m hohen Rücken der Winterleiten und verschwindet dann unter den Torfmassen des Gremmooses. Man könnte erwarten, dass auch auf der Höhe des Bühlachs bei Peiting sich die Fortsetzung dieses Moränenzuges wiederfände, wie auch auf der GÜMBEL'schen Karte angegeben ist; es fanden sich hier zwar vereinzelt Geschiebe und Gerölle, aber eine nennenswerte zusammenhängende Ablagerung wurde nicht festgestellt; es ist im Gegenteil schon in ganz geringer Tiefe überall das anstehende Molassegestein aufzudecken, so dass es richtiger erschien, auf der Karte Molasse einzuzichnen. Das ganze Gebiet ist von wenig mächtiger Grundmoräne bedeckt, die ihre Spuren selbst nahe dem Gipfel des Hohenpeissenberges zurückgelassen hat. Es finden sich dort am Kirchhof auch zahlreiche Geschiebe von Amphibolgesteinen, ein Beweis dafür, dass der Gletscher mit seinen Eismassen den Berg noch überstieg.

Ein zweiter kleinerer Moränenzug streicht in nördlicher Richtung vom Frauenwald über den Heissenbauer, über Faistenau und den Gözmerwald zum Merauthberg. Ein dritter begleitet die rechte Seite des Sinkgrabens vom Buchauer an, über Strallen und Windkreuth bis Kusried. Die zwischen den deutlichen Moränenwällen gelegene Hochfläche nördlich des Hohenpeissenberges ist mit demselben Moränenmaterial bedeckt, das sich hier jedoch nicht zu Wällen aneinander reihte, sondern sich beim Vorgehen und beim Rückzuge des Eises über die ganze Fläche ziemlich gleichmässig verteilte.

Das Material, aus denen sich diese Moränen aufbauen, ist bei weitem nicht so einheitlich wie das der Mindelschotter. Neben Kalkgeschieben, die zahlreiche, schön erhaltene Kritzen und Schrammen zeigen, finden sich Gesteine aus den Zentralalpen: auffallend häufig Eklogite, daneben Gneise, Granatgneise aus dem Oetzthal (?), Tonalite, Granite und krystallinische Schiefer. Kalkige und krystallinische Geschiebe finden sich etwa in gleichem Mengenverhältnis. Die Moränen sind als sogenannte „Blockmoränen“ entwickelt, die neben den kantigen gekritzten Geschieben auch gerundete Blöcke führen.

Von den Ablagerungen der beschriebenen Jugendmoränen sind die des „Bühlstadium“, das ja nur als eine Schwankung der Würm-Vergletscherung aufzufassen ist, nur wenig verschieden; eine Interglazial-Zeit ist zwar im Gebiet der Karte selbst nicht nachzuweisen, aber es finden sich genug Gründe, die eine Trennung der zugehörigen Ablagerungen von denen der W-Periode und Zuweisung zu dem β - oder Bühlstadium rechtfertigen. Es sind dies zunächst die fluvio-glacialen Schotter von Murnau, Huglfing und Etting, die der Gletscher bei seinem Rückzug in das Gebirge und während des erneuten Vorschubs durch seine Schmelzwasser vor sich ablagerte, bevor es zur Bildung von Endmoränen des stationär werdenden Gletschers kam. Diese Schotter streichen an den Seiten der Täler des Hungerbachs bei Huglfing und Oberhausen, sowie des Ettinger Baches bei Etting, Langenlaich und St. Jakob aus. Die mächtigen aus ihnen entspringenden Quellen bilden wahrscheinlich den unterirdischen Abfluss des Riegsees, sie haben sich bei ihrem langen unterirdischen Lauf so mit gelöstem Kalk der Schotter gesättigt, dass sie die mächtigen Kalktuffmassen von Huglfing, Oberhausen und St. Jakob absetzen konnten, die den St. Jakobsee aufgestaut haben, und bei dem gleichnamigen Orte, wie bei Huglfing in grossen Steinbrüchen abgebaut werden. In

diese Interglazialzeit fällt auch die Bildung der Schieferkohlen von Klein-Weil am Kochelsee und vom Imbergtobel bei Sonthofen und der Tone von Schwaiganger.

Über diesen Schottern, die ihrer petrographischen Beschaffenheit nach der Würm-Eiszeit oder deren Rückzugsstadien angehören, lagern wieder Moränen mit zentralalpinen und kalkigen Geschieben, die in der Gegend von Weilheim und von Böbing charakteristische „glaziale Komplexe“ bilden mit Zungenbecken, Endmoränenwall und vorgelagertem Schotterfeld. Der Stirnwall bei Weilheim fehlt zwar, oder könnte, was aber nicht wahrscheinlich ist, wieder vernichtet sein; dagegen finden wir typische Seitenmoränen, die sich schon auf den Messtischblättern durch ihre unruhige kuppige Oberfläche charakterisieren, auf dem Rücken des Hechenberges auf oberer Süswassermolasse aufruhend. Am linken Ufer der Ammer finden wir die entsprechenden Moränen in der Umgebung des Lichtfilzes wieder, von da bis zum Bahnhof Peissenberg streichend. Das Zungenbecken¹⁾ dieses Gletschers ist das weite Tal von Weilheim, Polling und Unter-Peissenberg. Dieses Thal ist ausgefüllt mit mächtigen mergeligen und tonigen, häufig mit Gerölllagen durchsetzten Alluvionen, die eine auffallende Ähnlichkeit mit den Mergeln der oberen Süswassermolasse besitzen. GUMBEL gibt daher auf seiner geologischen Karte von Bayern, Blatt Werdenfels, auch einen Zug von oberer Süswassermolasse von Polling bis Weilheim an, in der auch die Tongruben der Pollinger Ziegeleien liegen sollten. Als typische obere Süswassermolasse erwiesen sich aber nur das kleine Vorkommen am Ammerberg an der Chaussee Polling—Unter-Peissenberg und unterhalb des Ammerberges am Ufer der Ammer. Die Tongruben von Polling lieferten in grosser Zahl Landschnecken, die sämtlich jetzt noch in der Gegend vorkommen, dagegen nicht ein für die obere Süswassermolasse typisches Fossil. Es fanden sich besonders zahlreich:

Helix nemoralis L.

„ *villosa* DRAP.

„ *obvoluta* MÜLL.

Hyalinia nitens MICH.

„ *cellaria* MÜLL. sp.

Buliminus montanus DRAP. u. s. w.

Diese Ablagerung ist demnach als recentes Alluvium, höchstens als postglazial, unter keinen Umständen aber als obermiocän aufzufassen.

Zur Ablagerung eines eigentlichen Schotterfeldes kam es hier nur in sehr beschränkter Masse, da der Ammersee damals einen bedeutend höheren Stand hatte und fast bis nach Weilheim heranreichte; Schotter, die diesem Stadium zuzurechnen sind, finden sich erst nördlich der Strasse Weilheim—Seeshaupt.

Ein zweiter innerer Moränengürtel bildet die Höhen von Berg, Ammerberg bei St. Wolfgang, nördlich des Obermooses, südlich von Unter-Peissenberg, sowie auf der Südseite des Guggenberges.

Die kleinen Moränenhügel an der Strasse Unterpeissenberg—Schendrich und Unterpeissenberg—Böbing, etwa 2 km südlich von Sulz, sind vielleicht die Fortsetzung dieser Moränen. Auch dieser Endwall umschliesst ein grosses Zungenbecken, das das Tal von Oberhausen und Maxried bis zur Station Peissenberg, das mit Alluvionen erfüllt ist wie das Pollinger Becken; allerdings herrschen hier die Alluvionen vor und treten die lehmig-mergeligen Sedimente nur unter-

^{1) Vgl. Die Alpen im Eiszeitalter. S. 15 und 16.}

geordnet auf, wie ja zu erwarten ist. Eine Folge hiervon ist wohl auch die ausgedehnte Vertorfung dieses Beckens. v. GÜMBEL gibt hier an der „auf dem Alta“ bezeichneten Halbinsel wieder Cyrenenmergel mit einem Kohlenflötz an. Diese Mergel sind aber derselben Art, wie die oben erwähnten von Polling, und das Kohlenflötz ist nur eine eingelagerte Torfschicht. Die Erscheinung, dass Torf und Mergel wechsellagern, finden wir in diesem Zungenbecken sehr häufig, besonders im Scheithauser Filz, das durch den Ammerlauf tief eingeschnitten ist.

Den dritten glacialen Komplex des β -Stadiums finden wir in der Gegend von Böbing. Hier verläuft auch ein äusserer wenig deutlicher Gürtel von Thalmühle über Leiten, Holzleiten, Fischlach nach Wimpes und ein innerer sehr deutlicher und charakteristischer von der Umgebung des Lugausees über den Kretelbauer, durch das Dorf Böbing (Stirnwall am Kirchberg!) in der Richtung auf Vorderkirnberg. Diesem lagert sich das Schotterfeld zwischen Böbing und Holzleiten vor, das sich an der Ammer mit einem zweiten von Süden über Rottenbuch kommenden Gletscherabfluss vereinigt und sich nun nach Norden über Peiting zum Lech wendet. Südlich von Peiting ist das glaciale Tal noch deutlich zu erkennen, das eine Schotterterrasse von Ramsau bis Peiting gebildet hat.

Das Zungenbecken hat hier seine charakteristische wannenförmige Gestalt im Quellgebiet der Eyach in dem „obere und untere Schlutten“ bezeichneten Moose bewahren können, da kein Fluss seine Schuttmassen hier hineinragen und seine Formen dadurch verwischen konnte, ebenso deutlich zeigt sich auch noch die charakteristische Ausfüllung des Zungenbeckens mit Grundmoräne. Wir haben hier also bei Böbing einen der am schönsten erhaltenen Komplexe. Die Geschiebe dieser Ablagerungen enthalten oft wohl erhaltene Versteinerungen, so dass man die Heimat vieler leicht daraus ermitteln kann. Massenhaft fanden sich Diploporen und Gyroporellen des Wettersteinkalks und jurassische Ammoniten.

Ausser diesen Moränengürteln hinterliess der Gletscher bei seinem Rückzuge naturgemäss noch Material auf der ganzen mit derselben Farbe bezeichneten Fläche zwischen Böbing und Huglfing.

Entschieden jüngeren Alters ist eine Schicht, welche sich südlich von Steinfall und Schendrich zu beiden Seiten des Eierbachs findet. Es ist ein seekreideähnlicher Wiesenkalk, der neben Diatomeen zahlreiche sehr kleine Schneckenschälchen enthält, die sich leicht schlämmen lassen. Bis jetzt liessen sich daraus folgende Arten ausschlämmen:

1. *Vitrina brevis* FÉRUSSAC.
2. *Hyalinia radiatula* ALD.
3. „ *crystallina* MÜLL. sp.
4. „ *fulva* DRAPARN. sp.
5. *Patula pygmaea* DRAP. sp.
6. *Vallonia pulchella* MÜLL. sp.
7. „ *costata* M. sp.
8. *Zua lubrica* M. sp.
9. *Vertigo substriata* JEFFREYS sp.
10. *Carychium minimum* M. sp.
11. *Limnaea truncatula* M. sp.
12. Zwei Embryonalenden einer *Helix*.
13. *Pupa* sp.
14. *Succinea* sp.

Ausser diesen gut erhaltenen Arten fand sich noch eine ganze Anzahl, die beim Schlämmen zerfiel und daher nicht bestimmt werden konnte. Die Fauna muss demnach viel reicher sein.

Nach der petrographischen Beschaffenheit zeigt das Material viel Ähnlichkeit mit der Seekreide der schweizer Seen. Ob die Ablagerung aber wirklich in das postglaciale (präziser ausgedrückt in das post- β -glaciale) Diluvium gehört, lässt sich noch nicht mit Sicherheit feststellen. Eine genauere Untersuchung der Arten aus den Gattungen *Pupa*, *Succinea* und *Vertigo* wird ihr Alter ergeben.

Die Bildung dieser Schichten wird wahrscheinlich in der Diluvialzeit begonnen haben und sich in die Jetztzeit fortgesetzt haben: dafür spricht die Art ihrer Entstehung, die wir uns folgendermassen zu denken haben: Kohlensäurehaltige Wässer drangen in die Moränen und Schotter am Abhang des Berges ein, beluden sich dort mit Kalk und bewässerten die tiefer gelegenen Wiesen, wo ihnen durch die Gräser und Pflanzen die Kohlensäure entzogen und dadurch der Kalk abgeschieden wurde.

Auf ähnliche Weise haben wir uns auch die Entstehung der mächtigen Kalktufflager zu denken, welche überall am Rande der Schotterfelder auftreten.

Hier haben aber die Wasser ihre Kohlensäure nicht ausschliesslich durch den Lebensprozess der Pflanzen verloren, sondern wohl mehr durch die Berührung mit der Luft. Die Bildung des Kalktuffs wird daher wohl schon in der Diluvialzeit begonnen haben, hat aber ihre Hauptentwicklung erst in der postpleistocänen Zeit erreicht, wie die zahlreichen Vorkommen von Blattresten, namentlich von *Fagus sylvatica* L. sp., *Salix caprea* u. s. w., namentlich aber von noch lebenden Moosen und Landschnecken (*Helix villosa*, *alpina* etc.) beweisen. Eine scharfe Trennung von diluvialen und recenten Bildungen wird aber nirgends durchführbar sein, da der Übergang kein plötzlicher war. Betrachten wir die Diluvialzeit mit Schluss der letzten Vereisung für abgeschlossen, so sehen wir, dass es auch dann nur für wenige besonders bevorzugte Punkte der Alpen und Skandinaviens möglich ist, die genaue Scheidung vorzunehmen. Ganz Oberbayern blieb bereits während der letzten beiden Stadien der Eiszeit, dem Gschnitzstadium (γ -Stadium) und dem Daunstadium (δ -Stadium) eisfrei; es bestanden also schon ähnliche Verhältnisse wie heutzutage. Der Kalktuff, der Wiesenalk und auch die Torfmoore sind also in ihren ältesten Lagen noch diluvialen Alters.

Ausser jenen mächtigen Kalktufflagern, die z. B. bei St. Jakob 8—13 m Mächtigkeit und darüber erreichen, finden sich fast in jedem Bach schwache Tuffabätze, welche die geologische Aufnahme sehr erschweren und unter Umständen die Tektonik ganz verdecken können.

Torfmoore finden sich in der Moränenlandschaft, wie die Karte zeigt, in grosser Verbreitung, sie werden im oberbayrischen Dialekt als „Moos“ oder „Filz“ bezeichnet. Beide Namen sind heutzutage gleichbedeutend, in früherer Zeit hat man vielleicht den Unterschied von Hochmooren und Wiesenmooren dadurch ausdrücken wollen. Infolge des meist kalkigen Untergrundes sind die Moose fast alle als Wiesenmoore entwickelt, so z. B. das Grem-Moos, Grandelmoos, Langmoos, Schartenfilz, Dragonerfilz, Hirtenwiesfilz etc. Nur das Scheithaufer Filz am Südrande der Karte bildet ein typisches Hochmoor, charakterisiert durch das Vorkommen von

Eriophorum vaginatum L.

Vaccinium oxycoccos L.

Drosera rotundifolia L.

Auch das Lichtfilz, Oberoblander Filz und vereinzelte Stellen im „Schwarzen Laich“ tragen den Charakter von Hochmooren. Wie schon erwähnt, finden sich oft in den Mooren des Ammertales, deren Torfschicht eine erwiesene Mächtigkeit von mindestens 6—7 m, wahrscheinlich aber eine noch bedeutend grössere hat, Einlagerungen von Sanden, Mergeln und Lehmanschwemmungen, die den Torf stellenweise zur Gewinnung ungeeignet machen. Dagegen ist der Torf der höher im Moränengebiet gelegenen Moore, wie schon die topographische Unterlage der Karte zeigt, vielfach Gegenstand einer lebhaften und ausgedehnten Gewinnung, die sich bei der Güte des Materials, trotz der Konkurrenz der benachbarten Kohlengrube, lohnt.

Das Alluvium ist, wie es am Austritt eines Flusses aus dem Gebirge zu erwarten steht, von grosser Ausdehnung und Mächtigkeit. Es besteht hauptsächlich aus Kies- und Sandablagerungen, im Pollinger Gletscherzungenbecken auch aus lehmigen und mergeligen Schichten. Die Kiesablagerungen bieten nichts bemerkenswerthes, sie bestehen aus Kalkgeröllen und aus Material, das den Moränen entstammt. An dieser Stelle sei auch noch erwähnt, dass die Ammer in früherer Zeit wahrscheinlich nicht den jetzt von ihr benützten Durchbruch zwischen Guggenberg und Westerleiten durchfloss, sondern den Weg der Ach, der Eyach und des Hungerbachs bildete. Die Ammer durchfloss den Durchbruch zwischen Vorderberg und Guggenberg und benutzte das jetzt vom Wörtersbach durchflossene Bett. Es zeigt sich das teilweise an den Einsenkungen in den Stadler Wiesen, die dem alten Flussbett entsprechen; ausserdem fanden sich aber auch bei der Anlage des heutigen Bahnhofs, wie mir Herr Ingenieur Schwarz (Bad Sulz) mitteilte, im Kies eingebettet zahlreiche Stämme, die anscheinend einen längeren Transport durch fließendes Wasser erfahren hatten. Diese Baumstämme sowie überhaupt die Kiese selbst können nicht durch den kleinen Wörtersbach oder die anderen kleinen Bäche, welche von der Höhe des Hohenpeissenberges herabkommen, dorthin geschafft sein.

II. Die Tektonik des Hohenpeissenberges.

Über die tektonischen Verhältnisse herrschte lange Zeit trotz der guten und ausgedehnten Grubenaufschlüsse völlige Unklarheit, was wohl hauptsächlich auf den Umstand zurückzuführen ist, dass es bei der Auffahrung der älteren jetzt leider nicht mehr fahrbaren Stollen gänzlich unterlassen wurde, genau Profile aufzunehmen. Es war daher die Auffassung des Altmeisters der bayerischen Geologen W. v. GÜMBEL ohne weiteres bis in die neueste Zeit massgebend. Derselbe sagt darüber folgendes¹⁾: „Durch den ausgedehnten Kohlenbergbau am Hohenpeissenberg sind wir zur genauen Kenntnis der Zusammensetzung und der Lagerungsweise dieser flötzreichen Region gelangt und wissen daher genau, dass hier auf weite Strecken die Cyrenenschichten unmittelbar von der oberen Meeresmolasse, allerdings in überkippter Lagerung, gleichförmig begrenzt werden.“ GÜMBEL erläutert diese Ansicht durch ein Profil auf derselben Seite seiner Geologie von Bayern. Diese Auffassung hat sich aber als unhaltbar erwiesen; bereits WOLFF²⁾

¹⁾ Geologie von Bayern. Bd. 2 S. 330.

²⁾ WOLFF: Die Fauna der südbayerischen Oligocänmolasse. Paläontographica 43. S. 226.

glaubte ein Jahr nach dem Erscheinen der Geologie GÜMBELS Bedenken gegen diese Ansicht vorbringen zu können. Er gründet seine Ansicht hauptsächlich auf die Analogie mit den 30 km östlich gelegenen Mulden von Penzberg und auf das oben erwähnte Glassandvorkommen. Schon im Jahre 1893 hatte auch STUCHLIK¹⁾ diese Auffassung vertreten, ohne aber einen genauen Beweis zu erbringen. Besonders war es dann WEITHOFER, der in seinen mehrfach erwähnten Schriften dieser Ansicht Geltung zu verschaffen suchte, ohne dass es ihm endgültig gelang. Herr Oberbergerrat Dr. v. AMMON betrachtete jedenfalls die Frage in seiner Abhandlung über die *Daemonhelix*²⁾ als noch nicht zur Zufriedenheit gelöst und hofft dies durch Auffindung eines genügend grossen Stückes einer *Daemonhelix* in natürlicher Lage entscheiden zu können. Bei der zweifelhaften Natur dieser Körper wäre dieser Beweis aber doch wohl nur von untergeordneter Bedeutung.

Alle übrigen genannten Autoren stützen ihre Ansicht, dass die Flötze den normal einfallenden Nordflügel einer südlich vom Hohenpeissenberg liegenden Mulde bilden, auf das Vorkommen jener Sandlagen, die mit den Glassanden von Penzberg und Nantesbuch eine auffallende Ähnlichkeit haben. Im Penzberger Grubenfelde finden sich im Hangenden der Sande die im ersten Teil beschriebenen Promberger Schichten, im Liegenden die Hauptreihe der Flötze. Am Peissenberg finden sich ebenfalls die Flötze im Liegenden dieser Sandlagen. Der Nachweis, dass auch das Hangende mit dem in Penzberg identisch sei, fehlte aber bisher immer noch. Wie bereits oben erwähnt, gelang es mir im August vorigen Jahres die Promberger Schichten im Sulzer Steinbruch nachzuweisen. Diese Entdeckung ist für die Richtigkeit der Annahme, dass die Cyrenenschichten den Nordflügel einer Mulde bilden, eigentlich ein ausreichender Beweis.

In dem genannten Steinbruch fanden sich im Sandstein auch zahlreiche *Stenkerne* von Pholadengängen. Diese geben das jetzige Hangende auch als *wirkliches Hangendes* an, da sie so im Gestein stecken, dass das untere keulenförmig verdickte Ende sich auch wirklich unten befindet, und da die Gänge, die im Sandstein stecken, mit dem darüber liegenden sandigen Mergel ausgefüllt sind. Ausserdem macht sich überall längs der Zone der oberen Meeresmolasse und der *Cyrenenmergel* eine ausgesprochene Diskordanz bemerkbar. Beim Hanselbauer ist diese zwar nur gering, namentlich der Unterschied im Streichen ist nur unbedeutend, die Cyrenenschichten fallen hier aber mit $50-52^\circ$ nach Süd ein, während die obere Meeresmolasse mit $62-65^\circ$ einfällt. Die Cyrenenschichten liegen sich fast mantelförmig um die Südseite des Hohenpeissenberges herum,³⁾ während die Meeresmolasse ihr Streichen und Fallen bis zum Eberlgraben beibehält. Am Vorderberg macht sich eine noch deutlichere Wendung der Schichten nach Nordwest bemerkbar, so dass dieselben schliesslich nach $N 35^\circ O$ streichen und dabei mit 40° nach Südost einfallen. In GÜMBELS Geologie von Bayern, S. 333, findet sich die nicht ganz zutreffende Angabe: Die Schichten liessen bei Bad Sulz eine deutliche Wendung nach SO wahrnehmen. Es beruht diese Angabe wohl nur auf einem bedauerlichen Druckfehler, und ist anzunehmen, dass v. GÜMBEL bei der richtigen Beobachtung angeben wollte, dass die Schichten sich nach NO

¹⁾ Stuchlik, *Geologie von Bayern*, 1893, S. 100. ²⁾ *Monatsschrift der oberbayerischen Aktiengesellschaft für Kohlenbergbau* zu München, 1893, S. 100. ³⁾ *Geologie von Bayern*, S. 333.

⁴⁾ *Geologie von Bayern*, S. 333. ⁵⁾ *Geologie von Bayern*, S. 333. ⁶⁾ *Geologie von Bayern*, S. 333. ⁷⁾ *Geologie von Bayern*, S. 333. ⁸⁾ *Geologie von Bayern*, S. 333. ⁹⁾ *Geologie von Bayern*, S. 333. ¹⁰⁾ *Geologie von Bayern*, S. 333.

wenden. Weiter gibt dann GUMBEL an, dass die Schichten der Meeresmolasse nach Süden verschoben in den Guggenberg wieder einsetzen. Auch hier war die Auffassung v. GUMBELS nicht die richtige und leider ist dadurch auch die geologische Karte, Blatt Werdenfels, beeinflusst. Eine Transversalverschiebung hat hier stattgefunden, aber nicht nach Süden, sondern nach Norden. Die Art und Weise, wie der Untergrund dieses Teils der Karte unter den diluvialen und recenten Bildungen zusammengesetzt vielleicht zu denken ist, habe ich durch die Skizze Fig. 3 zu erläutern gesucht (siehe die Profiltafel).

Weiter östlich findet sich kein Aufschluss, der einen Beitrag zur Klarstellung des Verhältnisses der Cyrenenmergel zum Miocän liefern könnte, da die ältesten anstehenden Schichten der oberen Meeresmolasse angehören, wohl aber im Westen am Bühlach bei Peiting. Die geologische Karte GUMBELS gibt, wie erwähnt, hier nur Cyrenenmergel an, später aber verzeichnet er¹⁾ auch von diesem Fundpunkt obere Meeresmolasse. Der nördlichste Rand des Bühlachs ist aber sogar der oberen Süßwassermolasse zuzurechnen. Ihr folgen nach Süden die Schichten der oberen Meeresmolasse und dann nach einer Senkung, die sich über den Bergrücken herüberzieht, die Cyrenenmergel. Hier macht sich wieder dieselbe Störung bemerkbar; die Cyrenenmergel streichen N 60° O und fallen mit 27—30° SO ein, während die obere Meeresmolasse ein Streichen von N 75—80° O hat und ein Fallen von 60—66° nach S.

Diese Beobachtungen beweisen ebenfalls, dass die Cyrenenmergel von der oberen Meeresmolasse durch eine grosse tektonische Störung getrennt sind. Über die Natur dieser Verwerfung werden wir uns sofort klar, wenn wir deren Verlauf mit dem Verlauf der Höhenschichtlinien vergleichen. Wir finden dann, dass sie mit 55—60° nach Süden einfällt und eine typische Überschiebung darstellt. Dass diese Beobachtung richtig ist, geht auch aus dem Umstand hervor, dass bei Bad Sulz die Cyrenenschichten fast mit der oberen Süßwassermolasse zusammenstossen. Die Überschiebung verdeckt hier die Meeresmolasse nahezu vollständig. Ein Aufschluss in der Überschiebungsregion befindet sich nahe beim Quellenhäuschen des Bades Sulz; aus ihr stammen auch die sog. Heilquellen des Bades. Quellen treten aus ihr an zahlreichen Punkten zutage, so dass sie stellenweise sogar eine breite, sumpfige, der Meeresmolasse parallel streichende Zone bildet (z. B. nördlich vom Hauptstollen und Simmerbauern). Diese Überschiebung dürfte identisch sein mit den südlich einfallenden Verwerfungen, welche WERTHOFFER²⁾ überall im Penzberger, Miesbacher und Auer Gebiet an der Südgrenze der oberen Meeresmolasse angibt. Wir hätten demnach hier eine Überschiebung vor uns, die sich vom Lech bis zum Inn, wahrscheinlich auch noch über beide Flüsse hinaus verfolgen lässt. Vielleicht wäre sie in Zusammenhang zu bringen mit GUMBELS „vindelicischem Grundgebirge.“ Auch bereits STUCHLIK³⁾ gibt im Norden von Miesbach und Au solche südlich fallenden Verwerfungen an, doch haben die beigegebenen Profile etwas konstruktiven, schablonenmässigen Charakter. Die auffallende Regelmässigkeit der Verwerfungen findet sich auf den kürzlich von WERTHOFFER²⁾ veröffentlichten Profilen nicht wieder.

¹⁾ Geologie von Bayern. Bd. 2. S. 330.

²⁾ WERTHOFFER: Einige Querprofile durch die Molassebildungen. Jahrbuch der K. K. geol. Reichsanstalt. Wien 1902.

³⁾ STUCHLIK: Geologische Skizze des oberbayerischen Kohlenreviers. Österreich. Zeitschr. für Bayern. Hüttenwesen. 1893.

Als Folgeerscheinung der Überschiebung zeigte sich beim Auffahren des Tiefstollens eine sattelförmige Umbiegung der Schichten im Osten, wobei die Kohle im Nordflügel dieser Umbiegung plötzlich verschwand. Es ist dies als eine Schleppung durch die Überschiebung aufzufassen. Auf alten Rissen des Hermannstollens findet sich diese Umbiegung auch angedeutet. Da die Darstellungen dieser beiden Risse sowohl horizontal wie vertikal von einander wesentlich getrennt liegen, so ist aus denselben das Streichen und Fallen der nicht horizontal verlaufenden Schleppungs-Sattelaxe zu berechnen. Sie streicht nicht genau parallel der Überschiebung, sondern bildet mit ihr einen Winkel von $15\text{--}20^\circ$ im Streichen und fällt mit 15° nach OSO. ein. Dies beweist deutlich, dass wir es mit einer Überschiebung und nicht mit einem Sprung zu tun haben; gleichzeitig aber geht daraus hervor, dass nicht allein eine Aufwärtsbewegung in nördlicher Richtung stattfand, sondern dass diese verbunden war mit einer seitlichen Verschiebung der ganzen Gebirgsscholle nach Nordosten. (Die Tangente des angegebenen Fallwinkels der Sattelachse jener Schleppung gibt das Verhältnis der beiden Bewegungsrichtungen an.)

Diese sattelförmige Umbiegung war auch W. v. GÜMBEL¹⁾ nicht unbekannt; bei der unrichtigen Auffassung der Tektonik des Gebiets fehlte ihm natürlich auch hier die zutreffende Erklärung. Über die Natur der Verwerfung geben auch die zahlreichen, den Schichten meist parallel einfallenden kleineren Verwerfungsklüfte in der Grube Aufschluss. Sie sind wohl als Trümmer der Hauptüberschiebungskluft aufzufassen. Es ist ferner bemerkenswert, dass die Schichten in der Grube am Ende der Querschläge etwas steileres Einfallen zeigen wie am Schacht; wir befinden uns aber an letzterem Punkte näher dem Muldentiefsten. Da wo die Schichten flacher liegen, stellen sich diese kleinen Verwerfungen als flache Überschiebungen von 1—2 m Sprunghöhe dar.

Dass wir es wirklich mit einer südlich des Hohenpeissenberges gelegenen Mulde zu tun haben, beweist das anschliessende Profil der Bachläufe. Wir finden hier, dass das Einfallen der Schichten von der Überschiebung an konstant abnimmt, bis im Ammertal die Schichten teilweise fast horizontal liegen, d. h. wir befinden uns hier im Muldentiefsten.

Jenseits der Ammer lässt sich allerdings der Gegenflügel nur stellenweise nachweisen, nur im Krebsbachel (dem bei der Ammerbrücke der Strasse Untepeissenberg—Böbing mündenden Bach) finden wir $30\text{--}40^\circ$ nach N fallende Schichten. Bald aber lässt sich vor dem hübschen Wasserfall dieses wasserreichen Baches eine grössere Verwerfung in ostwestlicher Richtung streichend beobachten. Weiter nach Osten ist der Zusammenhang der Schichten hier durch eine etwa $N 20^\circ W$ streichende Verwerfung unterbrochen. Im Westen finden sich südlich von Bruckerwörth sogar zwei, wenn nicht drei streichende Verwerfungen, die wahrscheinlich der einen im Krebsbachel entsprechen. Unterhalb der Schnalz sind die Cyrenenmergel durch eine steil nach S fallende Verwerfung gegen die bunte Molasse, die sich hier nicht konkordant anschliesst, abgegrenzt. Diese Verwerfungszone wird wahrscheinlich unter den Alluvionen des Ammertales zusammenhängen, so dass anzunehmen ist, dass die Ammer bei ihrer rechtwinkligen Umbiegung an der Schnalz, gehemmt durch die β -Schotter von Peiting, durch die

¹⁾ v. GÜMBEL: Alpengebirge S. 727—728.

leicht erodierbare Bruchzone abgelenkt wurde bis in das Zungenbecken des β -Gletschers bei Oberhausen hinein.

Ausser den genannten Störungen haben wir dann noch einige kleinere Querbrüche im Gebiet der Grube selbst, die aber nicht auf grössere Entfernung nachzuweisen und von denen vier auf der Karte eingezeichnet sind; sie sind wohl auf Zerreibungen zurückzuführen, die mit der Hauptüberschiebung in Zusammenhang stehen. Bei der sog. Hauptverwerfung des Grubenfeldes hat eine seitliche Verschiebung von 40 m stattgefunden.

Über die Stellung der Cyrenenmergel an der Ammerbiegung ist noch zu erwähnen, dass wir es hier offenbar mit dem Gegenflügel der Bühlachflötze zu tun haben. Wir beobachten bei der Umbiegung der Ammer wie die Cyrenenmergel unter den mächtigen Kalktuff-Bildungen einen flachen Sattel bilden. Bei dem auf der Karte verzeichneten Stege fallen die mächtigen Sandsteinbänke ebenso wie an der Schnalz mit $22-30^\circ$ nach Süd ein und etwa 50 m nördlich fallen dieselben Schichten nach einer Sattelbildung mit 25° nach Norden ein. Wir dürfen deshalb wohl annehmen, dass wir hier den Südflügel der Schichten des Bühlachs vor uns haben.

Die bunte Molasse ist südlich davon in nach Norden überkippte Falten zusammengelegt, wie sie sich im Profil der Schnalz (Fig. 2) darstellen.

Nördlich des Hohenpeissenberges bestätigten sich die Verhältnisse, so wie es GÜMBEL durch sein Profil in der Geologie von Bayern, S. 330, erläutert hat. Die Schichten fallen zunächst steil nach Süd ein und bilden den stark überkippten Südflügel einer Mulde; weiter nach Norden gehen die Schichten ziemlich plötzlich aus der saigeren Stellung in die horizontale über; wir haben uns hier eine zum grössten Teil abgetragene Mulde vorzustellen, deren einer Flügel überkippt ist und deren anderer Flügel mit etwa 24° nach Norden einfällt. Beim Lindauer Hof stellt sich noch ein unbedeutender Spezialsattel ein, der aber das Gesamtbild nicht beeinflusst. Weiter nördlich bilden diese Schichten mit ganz söhligter Lagerung den Untergrund der ganzen Hochebene bis zur Donau.

Zum Schluss seien noch kurz die Aussichten des Bergbaus auf Pechkohlen am Peissenberge gestreift. Wie aus den tektonischen Verhältnissen hervorgeht, ist die Fortsetzung der Flötze nach Süden im Einfallen zu suchen. Da die Schichten sich in dieser Richtung analog den Aufschlüssen über Tage bald flacher stellen werden, so ist auch bis zur Verwerfungszone des Ammertals keine übermässige Teufe, die eine Gewinnung ausschliessen würde, zu erwarten. Nach Westen aber, wo das Ort des Tiefbaustollens bereits bis fast zum Kohlgraben getrieben ist, darf man, vorausgesetzt, dass keine Änderung im Streichen eintritt, höchstens noch auf 500 m Kohle erwarten. Eine geringe Ablenkung des Streichens nach Westen oder gar nach Südwesten scheint sich aber bereits bemerkbar zu machen. Dass nördlich des Berges durch Bohrungen in bauwürdiger Teufe Kohlen gefunden werden könnten ist nicht anzunehmen. Das Gerücht von dem Vorkommen von Kohle nördlich des Hohenpeissenberges, das noch immer existiert, gründet sich, wie schon GÜMBEL in seinem „Alpengebirge“¹⁾ erwähnt hat, auf ein schwaches unzusammenhängendes Flötz im Sinkgraben, das der oberen Süsswassermolasse angehört.

¹⁾ GÜMBEL: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges. 1861. S. 779. (Es ist dort von einem Vorkommen im „Gutzrieder Graben“ die Rede, unzweifelhaft ist damit aber der Sinkgraben bei „Kusried“ oder „Gusried“ gemeint.)

In der Geologie von Bayern S. 333 erwähnt von GUMBEL ein Flötz in der oberen Süßwassermolasse im „Stinkgraben bei Fristenau“. Es ist damit offenbar dasselbe Flötz im Sinkgraben gemeint und es liegen anscheinend zwei Druckfehler vor: Stinkgraben statt Sinkgraben und Fristenau statt Faistenau. Andere schwache Kohlenschmitzen in der oberen Süßwassermolasse bei Herzogsägemühle und im Lechthal bei Peiting sind unbauwürdig und kaum der Erwähnung wert. Auch scheint es nicht wahrscheinlich, dass die genauere Untersuchung der Flöze der Cyrenenmergel des Thalbachs bei Rottenbuch deren Bauwürdigkeit ergeben würde.

Zum Schluss möge es mir noch gestattet sein, Herrn Obereinfahrer J. GRESS und Herrn Generaldirektor HERTLE für ihre lebenswürdige Unterstützung sowie Herrn Markscheider SCHLUGE für seine Führung im Penzberger Grubenrevier auch an dieser Stelle nochmals meinen verbindlichsten Dank zu sagen. Zu besonderem Dank fühle ich mich auch meinen hochverehrten Lehrern, Herrn Geheimen Rat Professor Dr. v. ZITTEL und Herrn Professor Dr. ROTHPLETZ, verpflichtet, ebenso auch Herrn Professor Dr. A. ANDREAE zu Hildesheim für seine mannigfachen Anregungen sowie seine Hilfe bei der Bestimmung der kleineren Landschnecken.

Inhalts-Verzeichnis.

	Seite
Dr. Richard Bärtling, Die Molasse und das Glacialgebiet des Hohenpeissenberges und seiner Umgebung	33—62
(Mit einer geologischen Karte und einer Profiltafel.)	
Einleitung:	
Lage und orographische Verhältnisse	33—34
Litteraturverzeichnis	34—36
Geschichtliches	36—37
I. Geologisch-paläontologischer Teil	37—57
Das Oligocän	37—48
Untere bunte Molasse	37—40
Brackwassermolasse (Cyrenenmergel)	40—46
Promberger Schichten	46—47
Obere bunte Molasse	47—48
Das Miocän	48—51
Obere Meeresmolasse	48—50
Obere Süßwassermolasse	50—51
Diluvium und Alluvium	51—57
II. Tektonik des Gebietes	57—62



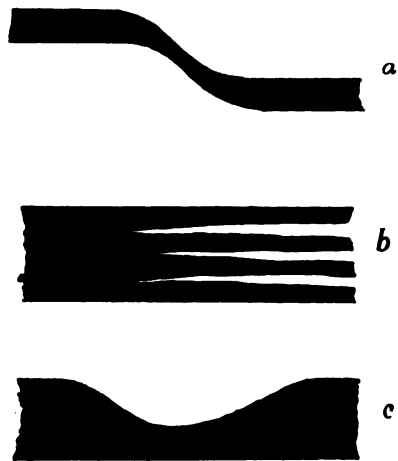
Einige Beobachtungen an Flötzverdrückungen im Saarkohlenrevier.

Von

Dr. Ernst Kohler.

In den Steinkohlenflötzen des Saarreviers treten gewisse Unregelmässigkeiten des Flötzverhaltens auf, die zwar von jeher für den praktischen Bergmann von wesentlichem Interesse waren, die aber in der geologischen Litteratur überaus spärlich konstatiert sind und gleichwohl bei systematischer Verfolgung über grössere Flächen, wie es der Bergbau auf preussischem und bayerischem Gebiet ermöglicht, von Wert für die Paläogeographie des Karbons sein können. Es sind damit sogenannte „Flötzverdrückungen“ gemeint. Diese Zeilen mögen dazu dienen, die Aufmerksamkeit darauf zu lenken.

Das Wort „Verdrückung“ wird jedoch in mehrfacher Bedeutung gebraucht und es ist daher zunächst der Begriff zu präzisieren. Der ursprüngliche Wortsinn dürfte in dem Fall gegeben sein, dass an irgend einer Stelle die Flötmächtigkeit erheblich geringer als gewöhnlich ist.¹⁾ Dies kann jedoch in verschiedener Weise eintreten. Einmal pflegt sich eine Verringerung der Flötmächtigkeit einzustellen, wenn das Flötz an einer Verwerfung bzw. in einer Flexur geschleppt wird (Fig. 1a), dann wird die Kohlenmächtigkeit eines Flötzes schwächer, wenn sich Bergmittelstreifen im Flötz anlegen (Fig. 1b) und endlich kommt der Fall vor, dass ohne Dislokation und ohne Verstärkung eines Mittels die Flötmächtigkeit sich reduziert und zwar hier und da bis zum fast völligen Verschwinden des Flötzes (Fig. 1c). Letzteres ist die Verdrückung *sensu stricto*. Ausserdem wird nicht selten das Wort „Verdrückung“ missbräuchlich in noch weiterem Sinne als



Figur 1.
Schematische Darstellung von Flötzverdrückungen. a Uneigentliche, b und c eigentliche Verdrückungen.

¹⁾ Mit unserer Definition stimmt im wesentlichen die in KARSTENS Archiv f. Min. 9. Bd. 195 gegebene Begriffsbestimmung überein. cit. bei VERTH, Deutsches Bergwörterbuch 1871 S. 520.

diese Interglazialzeit fällt auch die Bildung der Schieferkohlen von Klein-Weil am Kochelsee und vom Imbergtobel bei Sonthofen und der Tone von Schwaiganger.

Über diesen Schottern, die ihrer petrographischen Beschaffenheit nach der Würm-Eiszeit oder deren Rückzugsstadien angehören, lagern wieder Moränen mit zentralalpinen und kalkigen Geschieben, die in der Gegend von Weilheim und von Böbing charakteristische „glaziale Komplexe“ bilden mit Zungenbecken, Endmoränenwall und vorgelagertem Schotterfeld. Der Stirnwall bei Weilheim fehlt zwar, oder könnte, was aber nicht wahrscheinlich ist, wieder vernichtet sein; dagegen finden wir typische Seitenmoränen, die sich schon auf den Messtischblättern durch ihre unruhige kuppige Oberfläche charakterisieren, auf dem Rücken des Hechenberges auf oberer Süswassermolasse aufruhend. Am linken Ufer der Ammer finden wir die entsprechenden Moränen in der Umgebung des Lichtfilzes wieder, von da bis zum Bahnhof Peissenberg streichend. Das Zungenbecken¹⁾ dieses Gletschers ist das weite Tal von Weilheim, Polling und Unter-Peissenberg. Dieses Thal ist ausgefüllt mit mächtigen mergeligen und tonigen, häufig mit Gerölllagen durchsetzten Alluvionen, die eine auffallende Ähnlichkeit mit den Mergeln der oberen Süswassermolasse besitzen. GUMBEL gibt daher auf seiner geologischen Karte von Bayern, Blatt Werdenfels, auch einen Zug von oberer Süswassermolasse von Polling bis Weilheim an, in der auch die Tongruben der Pollinger Ziegeleien liegen sollten. Als typische obere Süswassermolasse erwiesen sich aber nur das kleine Vorkommen am Ammerberg an der Chaussee Polling—Unter-Peissenberg und unterhalb des Ammerberges am Ufer der Ammer. Die Tongruben von Polling lieferten in grosser Zahl Landschnecken, die sämtlich jetzt noch in der Gegend vorkommen, dagegen nicht ein für die obere Süswassermolasse typisches Fossil. Es fanden sich besonders zahlreich:

Helix nemoralis L.

„ *villosa* DRAP.

„ *obvoluta* MÜLL.

Hyalinia nitens MICHEL.

„ *cellaria* MÜLL. sp.

Buliminus montanus DRAP. u. s. w.

Diese Ablagerung ist demnach als recentes Alluvium, höchstens als postglazial, unter keinen Umständen aber als obermiocän aufzufassen.

Zur Ablagerung eines eigentlichen Schotterfeldes kam es hier nur in sehr beschränkter Masse, da der Ammersee damals einen bedeutend höheren Stand hatte und fast bis nach Weilheim heranreichte; Schotter, die diesem Stadium zuzuweisen sind, finden sich erst nördlich der Strasse Weilheim—Seeshaupt.

Ein zweiter innerer Moränengürtel bildet die Höhen von Berg, Ammerberg bei St. Wolfgang, nördlich des Obermooses, südlich von Unter-Peissenberg, sowie auf der Südseite des Guggenberges.

Die kleinen Moränenhügel an der Strasse Unterpeissenberg—Schendrich und Unterpeissenberg—Böbing, etwa 2 km südlich von Sulz, sind vielleicht die Fortsetzung dieser Moränen. Auch dieser Endwall umschliesst ein grosses Zungenbecken, das Tal von Oberhausen und Maxried bis zur Station Peissenberg, das von ähnlichen Alluvionen erfüllt ist wie das Pollinger Becken; allerdings herrschen hier Kiesanhäufungen vor und treten die lehmig-mergeligen Sedimente nur unter-

¹⁾ cf. PENCK: Die Alpen im Eiszeitalter. S. 15 und 16.

geordnet auf, wie ja zu erwarten ist. Eine Folge hiervon ist wohl auch die ausgedehnte Vertorfung dieses Beckens. v. GÜMBEL gibt hier an der „auf dem Alta“ bezeichneten Halbinsel wieder Cyrenenmergel mit einem Kohlenflötz an. Diese Mergel sind aber derselben Art, wie die oben erwähnten von Polling, und das Kohlenflötz ist nur eine eingelagerte Torfschicht. Die Erscheinung, dass Torf und Mergel wechsellagern, finden wir in diesem Zungenbecken sehr häufig, besonders im Scheithauser Filz, das durch den Ammerlauf tief eingeschnitten ist.

Den dritten glacialen Komplex des β -Stadiums finden wir in der Gegend von Böbing. Hier verläuft auch ein äusserer wenig deutlicher Gürtel von Thalmühle über Leiten, Holzleiten, Fischlach nach Wimpes und ein innerer sehr deutlicher und charakteristischer von der Umgebung des Lugensees über den Kretelbauer, durch das Dorf Böbing (Stirnwand am Kirchberg!) in der Richtung auf Vorderkirnberg. Diesem lagert sich das Schotterfeld zwischen Böbing und Holzleiten vor, das sich an der Ammer mit einem zweiten von Süden über Rottenbuch kommenden Gletscherabfluss vereinigt und sich nun nach Norden über Peiting zum Lech wendet. Südlich von Peiting ist das glaciale Tal noch deutlich zu erkennen, das eine Schotterterrasse von Ramsau bis Peiting gebildet hat.

Das Zungenbecken hat hier seine charakteristische wannenförmige Gestalt im Quellgebiet der Eyach in dem „obere und untere Schlutten“ bezeichneten Moose bewahren können, da kein Fluss seine Schuttmassen hier hineinragen und seine Formen dadurch verwischen konnte, ebenso deutlich zeigt sich auch noch die charakteristische Ausfüllung des Zungenbeckens mit Grundmoräne. Wir haben hier also bei Böbing einen der am schönsten erhaltenen Komplexe. Die Geschiebe dieser Ablagerungen enthalten oft wohl erhaltene Versteinerungen, so dass man die Heimat vieler leicht daraus ermitteln kann. Massenhaft fanden sich Diploporen und Gyroporellen des Wettersteinkalks und jurassische Ammoniten.

Ausser diesen Moränengürteln hinterliess der Gletscher bei seinem Rückzuge naturgemäss noch Material auf der ganzen mit derselben Farbe bezeichneten Fläche zwischen Böbing und Huglfing.

Entschieden jüngeren Alters ist eine Schicht, welche sich südlich von Steinfeld und Schendrich zu beiden Seiten des Eierbachs findet. Es ist ein seekreideähnlicher Wiesenkalk, der neben Diatomeen zahlreiche sehr kleine Schneckenschälchen enthält, die sich leicht schlämmen lassen. Bis jetzt liessen sich daraus folgende Arten ausschlämmen:

1. *Vitrina brevis* FÉRUSSAC.
2. *Hyalinia radiatula* ALD.
3. „ *crystallina* MÜLL. sp.
4. „ *fulva* DRAPARN. sp.
5. *Patula pygmaea* DRAP. sp.
6. *Vallonia pulchella* MÜLL. sp.
7. „ *costata* M. sp.
8. *Zua lubrica* M. sp.
9. *Vertigo substriata* JEFFREYS sp.
10. *Carychium minimum* M. sp.
11. *Limnaea truncatula* M. sp.
12. Zwei Embryonalenden einer *Helix*.
13. *Pupa* sp.
14. *Succinea* sp.

Ausser diesen gut erhaltenen Arten fand sich noch eine ganze Anzahl, die beim Schlämmen zerfiel und daher nicht bestimmt werden konnte. Die Fauna muss demnach viel reicher sein.

Nach der petrographischen Beschaffenheit zeigt das Material viel Ähnlichkeit mit der Seekreide der schweizer Seen. Ob die Ablagerung aber wirklich in das postglaciale (präziser ausgedrückt in das post- β -glaciale) Diluvium gehört, lässt sich noch nicht mit Sicherheit feststellen. Eine genauere Untersuchung der Arten aus den Gattungen *Pupa*, *Succinea* und *Vertigo* wird ihr Alter ergeben.

Die Bildung dieser Schichten wird wahrscheinlich in der Diluvialzeit begonnen haben und sich in die Jetztzeit fortgesetzt haben; dafür spricht die Art ihrer Entstehung, die wir uns folgendermassen zu denken haben: Kohlensäurehaltige Wässer drangen in die Moränen und Schotter am Abhang des Berges ein, beluden sich dort mit Kalk und bewässerten die tiefer gelegenen Wiesen, wo ihnen durch die Gräser und Pflanzen die Kohlensäure entzogen und dadurch der Kalk abgeschieden wurde.

Auf ähnliche Weise haben wir uns auch die Entstehung der mächtigen Kalktufflager zu denken, welche überall am Rande der Schotterfelder auftreten.

Hier haben aber die Wasser ihre Kohlensäure nicht ausschliesslich durch den Lebensprozess der Pflanzen verloren, sondern wohl mehr durch die Berührung mit der Luft. Die Bildung des Kalktuffs wird daher wohl schon in der Diluvialzeit begonnen haben, hat aber ihre Hauptentwicklung erst in der postpleistocänen Zeit erreicht, wie die zahlreichen Vorkommen von Blattresten, namentlich von *Fagus sylvatica* L. sp., *Salix caprea* u. s. w., namentlich aber von noch lebenden Moosen und Landschnecken (*Helix villosa*, *alpina* etc.) beweisen. Eine scharfe Trennung von diluvialen und recenten Bildungen wird aber nirgends durchführbar sein, da der Übergang kein plötzlicher war. Betrachten wir die Diluvialzeit mit Schluss der letzten Vereisung für abgeschlossen, so sehen wir, dass es auch dann nur für wenige besonders bevorzugte Punkte der Alpen und Skandinaviens möglich ist, die genaue Scheidung vorzunehmen. Ganz Oberbayern blieb bereits während der letzten beiden Stadien der Eiszeit, dem Gschnitzstadium (γ -Stadium) und dem Daunstadium (δ -Stadium) eisfrei; es bestanden also schon ähnliche Verhältnisse wie heutzutage. Der Kalktuff, der Wiesenkalk und auch die Torfmoore sind also in ihren ältesten Lagen noch diluvialen Alters.

Ausser jenen mächtigen Kalktufflagern, die z. B. bei St. Jakob 8—13 m Mächtigkeit und darüber erreichen, finden sich fast in jedem Bach schwache Tuffabsätze, welche die geologische Aufnahme sehr erschweren und unter Umständen die Tektonik ganz verdecken können.

Torfmoore finden sich in der Moränenlandschaft, wie die Karte zeigt, in grosser Verbreitung, sie werden im oberbayrischen Dialekt als „Moos“ oder „Filz“ bezeichnet. Beide Namen sind heutzutage gleichbedeutend, in früherer Zeit hat man vielleicht den Unterschied von Hochmooren und Wiesenmooren dadurch ausdrücken wollen. Infolge des meist kalkigen Untergrundes sind die Moore fast stets als Wiesenmoore entwickelt, so z. B. das Grem-Moos, Grandelmoos, Langmoos, Schartenfilz, Dragonerfilz, Hirtenwiesfilz etc. Nur das Scheithauer Filz am Südrande der Karte bildet ein typisches Hochmoor, charakterisiert durch das Vorkommen von

Eriophorum vaginatum L.

Vaccinium oxycoccos L.

Drosera rotundifolia L.

Auch das Lichtfilz, Oberoblander Filz und vereinzelte Stellen im „Schwarzen Laich“ tragen den Charakter von Hochmooren. Wie schon erwähnt, finden sich oft in den Mooren des Ammertales, deren Torfschicht eine erwiesene Mächtigkeit von mindestens 6—7 m, wahrscheinlich aber eine noch bedeutend grössere hat, Einlagerungen von Sanden, Mergeln und Lehmanschwemmungen, die den Torf stellenweise zur Gewinnung ungeeignet machen. Dagegen ist der Torf der höher im Moränengebiet gelegenen Moore, wie schon die topographische Unterlage der Karte zeigt, vielfach Gegenstand einer lebhaften und ausgedehnten Gewinnung, die sich bei der Güte des Materials, trotz der Konkurrenz der benachbarten Kohlengrube, lohnt.

Das Alluvium ist, wie es am Austritt eines Flusses aus dem Gebirge zu erwarten steht, von grosser Ausdehnung und Mächtigkeit. Es besteht hauptsächlich aus Kies- und Sandablagerungen, im Pollinger Gletscherzungenbecken auch aus lehmigen und mergeligen Schichten. Die Kiesablagerungen bieten nichts bemerkenswerthes, sie bestehen aus Kalkgeröllen und aus Material, das den Moränen entstammt. An dieser Stelle sei auch noch erwähnt, dass die Ammer in früherer Zeit wahrscheinlich nicht den jetzt von ihr benützten Durchbruch zwischen Guggenberg und Westerleiten durchfloss, sondern den Weg der Ach, der Eyach und des Hungerbachs bildete. Die Ammer durchfloss den Durchbruch zwischen Vorderberg und Guggenberg und benutzte das jetzt vom Wörtersbach durchflossene Bett. Es zeigt sich das teilweise an den Einsenkungen in den Stadler Wiesen, die dem alten Flussbett entsprechen: ausserdem fanden sich aber auch bei der Anlage des heutigen Bahnhofs, wie mir Herr Ingenieur Schwarz (Bad Sulz) mitteilte, im Kies eingebettet zahlreiche Stämme, die anscheinend einen längeren Transport durch fließendes Wasser erfahren hatten. Diese Baumstämme sowie überhaupt die Kiese selbst können nicht durch den kleinen Wörtersbach oder die anderen kleinen Bäche, welche von der Höhe des Hohenpeissenberges herabkommen, dorthin geschafft sein.

II. Die Tektonik des Hohenpeissenberges.

Über die tektonischen Verhältnisse herrschte lange Zeit trotz der guten und ausgedehnten Grubenaufschlüsse völlige Unklarheit, was wohl hauptsächlich auf den Umstand zurückzuführen ist, dass es bei der Auffahrung der älteren jetzt leider nicht mehr fahrbaren Stollen gänzlich unterlassen wurde, genau Profile aufzunehmen. Es war daher die Auffassung des Altmeisters der bayerischen Geologen W. v. GÜMBEL ohne weiteres bis in die neueste Zeit massgebend. Derselbe sagt darüber folgendes¹⁾: „Durch den ausgedehnten Kohlenbergbau am Hohenpeissenberg sind wir zur genauen Kenntnis der Zusammensetzung und der Lagerungsweise dieser flötzreichen Region gelangt und wissen daher genau, dass hier auf weite Strecken die Cyrenenschichten unmittelbar von der oberen Meeresmolasse, allerdings in überkippter Lagerung, gleichförmig begrenzt werden.“ GÜMBEL erläutert diese Ansicht durch ein Profil auf derselben Seite seiner Geologie von Bayern. Diese Auffassung hat sich aber als unhaltbar erwiesen; bereits WOLFF²⁾

¹⁾ Geologie von Bayern. Bd. 2 S. 330.

²⁾ WOLFF: Die Fauna der südbayerischen Oligocänmolasse. Paläontographica 43. S. 226.

Als Folgeerscheinung der Überschiebung zeigte sich beim Auffahren des Tiefstollens eine sattelförmige Umbiegung der Schichten im Osten, wobei die Kohle im Nordflügel dieser Umbiegung plötzlich verschwand. Es ist dies als eine Schleppung durch die Überschiebung aufzufassen. Auf alten Rissen des Hermannstollens findet sich diese Umbiegung auch angedeutet. Da die Darstellungen dieser beiden Risse sowohl horizontal wie vertikal von einander wesentlich getrennt liegen, so ist aus denselben das Streichen und Fallen der nicht horizontal verlaufenden Schleppungs-Sattelaxe zu berechnen. Sie streicht nicht genau parallel der Überschiebung, sondern bildet mit ihr einen Winkel von $15\text{--}20^\circ$ im Streichen und fällt mit 15° nach OSO. ein. Dies beweist deutlich, dass wir es mit einer Überschiebung und nicht mit einem Sprung zu tun haben; gleichzeitig aber geht daraus hervor, dass nicht allein eine Aufwärtsbewegung in nördlicher Richtung stattfand, sondern dass diese verbunden war mit einer seitlichen Verschiebung der ganzen Gebirgsscholle nach Nordosten. (Die Tangente des angegebenen Fallwinkels der Sattelachse jener Schleppung gibt das Verhältnis der beiden Bewegungsrichtungen an.)

Diese sattelförmige Umbiegung war auch W. v. GÜMBEL¹⁾ nicht unbekannt; bei der unrichtigen Auffassung der Tektonik des Gebiets fehlte ihm natürlich auch hier die zutreffende Erklärung. Über die Natur der Verwerfung geben auch die zahlreichen, den Schichten meist parallel einfallenden kleineren Verwerfungsklüfte in der Grube Aufschluss. Sie sind wohl als Trümmer der Hauptüberschiebungskluft aufzufassen. Es ist ferner bemerkenswert, dass die Schichten in der Grube am Ende der Querschläge etwas steileres Einfallen zeigen wie am Schacht; wir befinden uns aber an letzterem Punkte näher dem Muldentiefsten. Da wo die Schichten flacher liegen, stellen sich diese kleinen Verwerfungen als flache Überschiebungen von 1—2 m Sprunghöhe dar.

Dass wir es wirklich mit einer südlich des Hohenpeissenberges gelegenen Mulde zu tun haben, beweist das anschliessende Profil der Bachläufe. Wir finden hier, dass das Einfallen der Schichten von der Überschiebung an konstant abnimmt, bis im Ammertal die Schichten teilweise fast horizontal liegen, d. h. wir befinden uns hier im Muldentiefsten.

Jenseits der Ammer lässt sich allerdings der Gegenflügel nur stellenweise nachweisen, nur im Krebsbachel (dem bei der Ammerbrücke der Strasse Untereissenberg—Böbing mündenden Bach) finden wir $30\text{--}40^\circ$ nach N fallende Schichten. Bald aber lässt sich vor dem hübschen Wasserfall dieses wasserreichen Baches eine grössere Verwerfung in ostwestlicher Richtung streichend beobachten. Weiter nach Osten ist der Zusammenhang der Schichten hier durch eine etwa $N\ 20^\circ\ W$ streichende Verwerfung unterbrochen. Im Westen finden sich südlich von Bruckerwörth sogar zwei, wenn nicht drei streichende Verwerfungen, die wahrscheinlich der einen im Krebsbachel entsprechen. Unterhalb der Schnalz sind die Cyrenenmergel durch eine steil nach S fallende Verwerfung gegen die bunte Molasse, die sich hier nicht konkordant anschliesst, abgegrenzt. Diese Verwerfungszone wird wahrscheinlich unter den Alluvionen des Ammertales zusammenhängen, so dass anzunehmen ist, dass die Ammer bei ihrer rechtwinkligen Umbiegung an der Schnalz, gehemmt durch die β -Schotter von Peiting, durch die

¹⁾ v. GÜMBEL: Alpengebirge S. 727—728.

leicht erodierbare Bruchzone abgelenkt wurde bis in das Zungenbecken des β -Glotschers bei Oberhausen hinein.

Ausser den genannten Störungen haben wir dann noch einige kleinere Querbrüche im Gebiet der Grube selbst, die aber nicht auf grössere Entfernung nachzuweisen und von denen vier auf der Karte eingezeichnet sind; sie sind wohl auf Zerreibungen zurückzuführen, die mit der Hauptüberschiebung in Zusammenhang stehen. Bei der sog. Hauptverwerfung des Grubenfeldes hat eine seitliche Verschiebung von 40 m stattgefunden.

Über die Stellung der Cyrenenmergel an der Ammerbiegung ist noch zu erwähnen, dass wir es hier offenbar mit dem Gegenflügel der Bühlachflötze zu tun haben. Wir beobachten bei der Umbiegung der Ammer wie die Cyrenenmergel unter den mächtigen Kalktuff-Bildungen einen flachen Sattel bilden. Bei dem auf der Karte verzeichneten Stege fallen die mächtigen Sandsteinbänke ebenso wie an der Schnalz mit $22-30^\circ$ nach Süd ein und etwa 50 m nördlich fallen dieselben Schichten nach einer Sattelbildung mit 25° nach Norden ein. Wir dürfen deshalb wohl annehmen, dass wir hier den Südflügel der Schichten des Bühlachs vor uns haben.

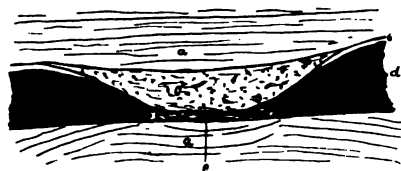
Die bunte Molasse ist südlich davon in nach Norden überkippte Falten zusammengelegt, wie sie sich im Profil der Schnalz (Fig. 2) darstellen.

Nördlich des Hohenpeissenberges bestätigten sich die Verhältnisse, so wie es GÜMBEL durch sein Profil in der Geologie von Bayern, S. 330, erläutert hat. Die Schichten fallen zunächst steil nach Süd ein und bilden den stark überkippten Südflügel einer Mulde; weiter nach Norden gehen die Schichten ziemlich plötzlich aus der saigeren Stellung in die horizontale über; wir haben uns hier eine zum grössten Teil abgetragene Mulde vorzustellen, deren einer Flügel überkippt ist und deren anderer Flügel mit etwa 24° nach Norden einfällt. Beim Lindauer Hof stellt sich noch ein unbedeutender Spezialsattel ein, der aber das Gesamtbild nicht beeinflusst. Weiter nördlich bilden diese Schichten mit ganz söhligter Lagerung den Untergrund der ganzen Hochebene bis zur Donau.

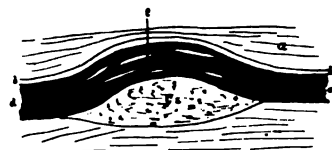
Zum Schluss seien noch kurz die Aussichten des Bergbaus auf Pechkohlen am Peissenberge gestreift. Wie aus den tektonischen Verhältnissen hervorgeht, ist die Fortsetzung der Flötze nach Süden im Einfallen zu suchen. Da die Schichten sich in dieser Richtung analog den Aufschlüssen über Tage bald flacher stellen werden, so ist auch bis zur Verwerfungszone des Ammertals keine übermässige Teufe, die eine Gewinnung ausschliessen würde, zu erwarten. Nach Westen aber, wo das Ort des Tiefbaustollens bereits bis fast zum Kohlgraben getrieben ist, darf man, vorausgesetzt, dass keine Änderung im Streichen eintritt, höchstens noch auf 500 m Kohle erwarten. Eine geringe Ablenkung des Streichens nach Westen oder gar nach Südwesten scheint sich aber bereits bemerkbar zu machen. Dass nördlich des Berges durch Bohrungen in bauwürdiger Teufe Kohlen gefunden werden könnten ist nicht anzunehmen. Das Gerücht von dem Vorkommen von Kohle nördlich des Hohenpeissenberges, das noch immer existiert, gründet sich, wie schon GÜMBEL in seinem „Alpengebirge“¹⁾ erwähnt hat, auf ein schwaches unzusammenhängendes Flötz im Sinkgraben, das der oberen Süsswassermolasse angehört.

¹⁾ GÜMBEL: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges. 1861. S. 779. (Es ist dort von einem Vorkommen im „Gutzrieder Graben“ die Rede, unzweifelhaft ist damit aber der Sinkgraben bei „Kusried“ oder „Gusried“ gemeint.)

oben angedeutet, für Verschlechterung oder Unbauwürdigkeit des Flötzes schlecht-hin angewendet, z. B. für Verwerfungen von geringer Höhe, wenn auch keine Verringerung der Flötmächtigkeit zu konstatieren ist, oder für den Fall der Ver-taubung, d. h. der Entgasung des Flötzes. Wie gesagt, ist letztere Verwendung des Wortes missbräuchlich, da die letztgenannten Namen für die zu charakterisierenden Zustände bezeichnender und prägnanter sind. Wenn wir auch noch den zuerst aufgeführten Fall der Verringerung der Flötmächtigkeit durch Schleppung als zur Kategorie tektonischer Erscheinungen gehörig ausscheiden, so bleiben uns zwei genetisch verwandte Erscheinungsformen, die in der im folgenden geschilderten Ausbildung in der Flammkohlenpartie des Saarreviers und zwar auf der preussisch-fiskalischen Grube Geislautern und der benachbarten privaten Grube Hostenbach beobachtet wurden.



Figur 2
Flötzverdrückung im Emilflötz der Grube Geislautern. a Schiefertön, b grauer Letten, c sog. rotes Gebirge, d Kohlenflötz, e versteinte Kohle.



Figur 3.
Flötzverdrückung im Emilflötz der Grube Geislautern.
(Bezeichnungen wie bei Figur 2).

Während die Mehrzahl der in diesen Gruben aufgeschlossenen Flötze der hangenden Flammkohlenpartie, z. B. Flötz Alvensleben (= Flötz Pulverrauch in Hostenbach), soweit sie nicht von Verwerfungen betroffen sind, abgesehen von allmählichen Verstärkungen oder Verschwächungen, auf grosse Entfernungen von Unregelmässigkeiten frei erscheinen, zeigt hier das Flötz Emil-Geislautern (= Flötz Carl-Hostenbach), das im übrigen als das beste Flötz beider Gruben gilt, eine grosse Anzahl von „Verdrückungen“ in dem oben umgrenzten Sinne.

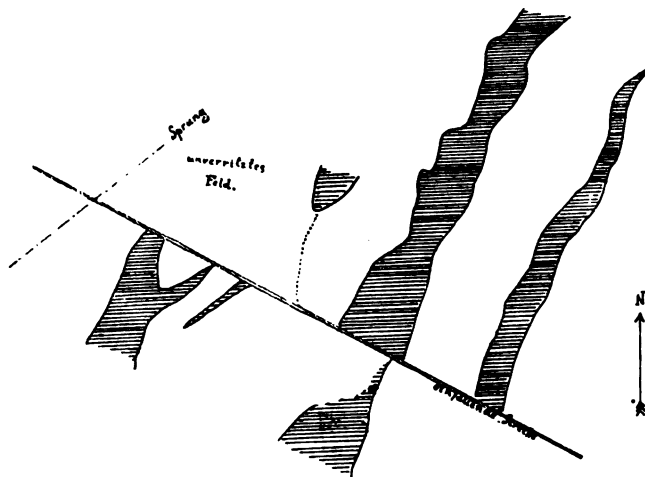
In der einfallenden Hauptstrecke der Grube Geislautern konnte ich an mehreren Stellen folgendes Profil (Fig. 2) erkennen. Hangendes und Liegendes setzen ohne merkliche Störung in der einmal angenommenen Verflächung fort, indes das Kohlenflötz sich plötzlich stark verschwächt oder bis auf einen russigen Besteg ganz verschwindet, um nach ein, zwei oder mehr Meter Entfernung ebenso wieder zu seiner gemeinhin bekannten Mächtigkeit anzuschwellen. Der Raum, den sonst das Flötz ausfüllt, ist an diesen Stellen von sog. „rotem Gebirge“ eingenommen, das ist von rotem, gelbem oder grauem, rot oder gelb gefleckten Letten.

An einer Stelle konnte ich auch das rote Gebirge im Liegenden des Flötzes beobachten (Fig. 3). Hier wölbt sich das Flötz in einem intrastratalen Sattel, d. h. in einem Sattel, der nur die eine Schicht betrifft, ohne die hangenderen oder liegenderen zu tangieren, über das im Schnitt lentikular erscheinende rote Gebirge. Das Kohlenflötz ist in dieser Sattelregion versteint.

Schliesslich ist noch, wenigstens in Hostenbach, der Fall zu beobachten, dass eine Unzahl von dolomitischen Mittelstreifen sich im Flötz übereinander anlegen und fast auf die gleiche Erstreckung in der Breite von einigen Metern aushalten, ohne dass eine Verwerfung zu konstatieren ist, von der aus eine Infiltration hätte stattfinden können.

Das grundrissliche Bild des Flötzes gibt den Schlüssel zur Erklärung dieser Erscheinungen. Figur 4 zeigt uns in dem Verlauf der Verdrückungen das Bild eines Flusssystemes, das das Kohlenflötz in mancherlei Kurven durchschneidet.

Diese zunächst äusserliche Ähnlichkeit gewinnt an innerer Wahrscheinlichkeit bei näherer Betrachtung. Besieht man nämlich den das Flötz substituierenden Letten c der Figur 2, so zeigt er sich als ein von feinem Sand und Glimmerschüppchen durchsetzter Ton, der mehr oder minder reich an vegetabilischen Einschlüssen ist. Diese, zumeist Kalamitenreste von Arthropitycharakter, besitzen die



Figur 4.

Grundrissliche Darstellung des ungefähren Verlaufs der Verdrückungen im Emillflötz nach den bisherigen Grubenaufschlüssen. Masstab ca. 1 : 20000.

für Deutung ihrer Ablagerung bezeichnende Häckselform. Gut erhaltene Blätter oder sonstige feinere Pflanzenteile, die in dem hangenden Schiefer-ton sich in ungezählter Menge finden, ja geradezu vorwiegen, fehlen fast gänzlich. Es sind nur Fetzen, Holzstückchen und ähnliches, wie es das fliessende Wasser zu transportieren pflegt. Die kohlige Substanz ist hie und da erhalten, meist aber ist im Umkreis jedes einzelnen Pflanzenteils der an sich graue Ton durch Eisenhydroxyd oder zum Teil Eisenoxyd gelb bis rot gefärbt, und dieser Umstand hat zur Benennung „rotes Gebirge“ geführt.

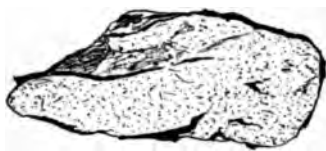
Wenn man sich der Deutung unserer Kohlenflöze als ehemaliger Sumpf- und Moorflächen, Swamps u. s. w.¹⁾ erinnert, so weist die Darstellung, die der Forschungsreisende Dr. PASSARGE in einem „Bericht über eine Reise im venezolanischen Guyana“²⁾ von den Bildungen der dortigen Flüsse gibt, eine geradezu überraschende Ähnlichkeit mit den eben geschilderten Erscheinungen auf.

Nachdem PASSARGE die Landschaft, die von den Flüssen durchschnitten ist, als Sumpfgebiet und die in ihr entstehenden Ablagerungen der jüngsten Zeit als Morichale und Teiche mit schwarzem Moorboden aus zersetzten pflanzlichen Stoffen und in den Potrerros als humose Tone geschildert hat, schreibt er weiter: „Innerhalb der Flussbetten des Caura, Cuchivero und Orinoco finden sich alluviale „Bildungen, die ganz zweifellos Ablagerungen der Flüsse im eigenen Bett sind.

¹⁾ PORONÉ, Über Autochthonie von Karbonkohlenflötzen. Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. 1895. Berlin. — Ders., Lehrb. d. Pflanzenpaläontologie 1899. S. 338 ff.

²⁾ Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1903. S.-A. S. 27.

„Es sind gelbbraune Tone, die mehr oder weniger sandig sind und mit abgestorbenen Blättern, Wurzeln, Stengeln, Zweigen erfüllt sind. Sehr auffallend ist nun die Erscheinung, dass alle diese organischen Reste, die ja mehr oder minder zersetzt, oft genug auch schon ganz verschwunden sind, durchweg von einer gelbbraunen Zone umgeben sind, die 2—5 mm breit ist. Die Farbe rührt von Anreicherung von Eisenhydroxyd her, und zwar ist dieses an der Grenze gegen die noch vorhandene oder schon verschwundene organische Substanz am reichlichsten vorhanden. Es kann kein Zweifel darüber bestehen, dass die Eisenabscheidung von der organischen Substanz abhängig ist u. s. f.“



Figur 5.
Bruchansicht einer Steinlinse aus einer Verdrückung des Emliflötzes zu Geislauntern. (Von der in Figur 2 mit e bezeichneten Partie.) $\frac{1}{4}$ nat. Gr.

PASSARGE vermutet als Grund der Eisenabscheidung bakterielle Einflüsse und erinnert dadurch an die bekannte Erklärung von EHRENBURG der Bildung des Sumpferzes durch die *Galionella ferruginea* bzw. die *Leptothrix ochracea* neuerer Forscher.¹⁾

Wir haben bis jetzt vorwiegend die fettige Ausfüllungsmasse der Verdrückung betrachtet. Eine Untersuchung der Kohle, soweit sie an solchen Stellen noch vorhanden, zeigt folgendes. Entweder die Kohle ist erdig-russig oder sie ist von dunkelgrauen bis schwarzen, kuchenförmigen bis langgestreckten Linsen eines Bergmittels durchsetzt, also versteint (Fig. 5). Eine Probe hiervon, die mir in liebenswürdiger Weise von dem Bergwerksdirektor der K. Berginspektion zu Ens-dorf, Herrn Dr. SCHÄFER, übermittelt wurde, analysierte ich²⁾ und fand folgende Zusammensetzung:

Kohle und Wasser	32,30%
Unlösliches	0,79 "
Kalkkarbonat	40,24 "
Magnesiakarbonat	20,98 "
Eisenoxyd	4,87 "
Mangan, als Dioxyd gerechnet	0,82 "
	<hr/>
	100,00%

BISCHOF,³⁾ der übrigens ganz allgemein noch die Entstehung der Kohlenflötze auf allochthonem Wege im Meer annahm, führt die Analysen und Beschreibungen von Handstücken versteinerter Kohlen aus dem Saarrevier an, die von CARL SELLO gesammelt und seinem eigenen Sohn, DR. CARL BISCHOF untersucht wurden. Der Zusammensetzung nach sind auch hier die Veraschungsrückstände meist dolomitischer Natur, wie die oben aufgeführte Probe.

Hier erscheint die Beschreibung einer Probe interessant. „II. Versteinerte „Kohle aus der Oberbank vom Heinrichs-Flötz der Gerhardsgrube. Die beiden „Bänke dieses Flötzes nehmen auf einer Länge von 150 Ruthen von beiden Seiten „her symmetrisch und so stark ab, dass das vorher 70 Zoll mächtige Flötz kaum „mehr handhoch erscheint, während die Sohle unverändert fortgeht. Die Ober- „bank ist von der Unterbank durch eine nur 1 Zoll dicke Schieferbank getrennt, „welche nach der Mitte hin gleichfalls, jedoch weniger schwächer wird, das

¹⁾ BISCHOF, Geol. I. Bd. 2. Aufl. 1863. S. 568. — R. BECK, Lehre v. d. Erzlagerstätten. 2. Aufl. 1903. S. 109.

²⁾ Durch das Entgegenkommen des K. Hauptsalzamts Berchtesgaden konnte ich das chemische Laboratorium des Amtes benutzen, wofür ich an dieser Stelle ergebensten Dank sage.

³⁾ BISCHOF a. a. O. S. 761 ff.

„Hangende dieser Oberbank ist wiederum eine schwache Schieferbank. Das Ganze „ist von einem roten Kohlsandstein bedeckt, der auch jene Furche ausfüllt. Die „Kohle ist ganz durchdrungen von einer braunen erdigen Masse, die lagonförmig „mit der glänzenden Kohle wechselt.“¹⁾

Selbst hat BISCHOF anscheinend dieses Vorkommen nicht im Anstehenden gesehen und es wäre noch aufzuklären, ob der die Furche ausfüllende Kohlsandstein keine besonderen Merkmale trägt. Aber es geht auch hier mit Deutlichkeit, wie bei den folgenden mit Nummer VI und VII bezeichneten Proben hervor, dass ein Sprung hier nicht durchsetzt, sondern dass es sich lediglich um eine dem Flötz spezifische Erscheinung handelt. Anders sieht die versteinerte Kohle in der Nähe von Sprüngen aus, wie der Praktiker wohl weiss und wie die Beschreibung der Proben Nummer IV und V bei BISCHOF lehrt. In diesem Fall sind die tauben Bestandteile nicht, wie in den erstgenannten Fällen, aufs innigste mit kohligem Partikeln gemengt, von bituminösen Stoffen durchzogen und dunkel bis schwarz, was auf eine gleichzeitige Bildung beider Teile hindeutet, vielmehr ist hier die Kohle als solche in Lagen und Stücken aufs deutlichste von den meist nur papierdicken, weissen bis grauweissen Lagen und Blättern getrennt, die wohl einer späteren Infiltration ihre Entstehung verdanken. Es ist also eine einheitliche Erklärung beider Erscheinungen untunlich, wie sie BISCHOF a. a. O. S. 768 auf Grund des Befundes der chemischen Bauschanalyse zu geben versucht.

Eine, wie ich glaube, zwanglose Erklärung ergibt sich wieder aus der für das Saarrevier so gut wie endgültig bewiesenen Annahme der Autochthonie, die gerade in den in Geislautern und Hostenbach massenhaft auftretenden aufrechtstehenden Baumstämmen eine grosse Stütze hat.

Fassen wir nämlich die dortigen Kohlenflötze als Sumpf- und Moorbildungen auf und die das Liegende bildenden Schiefertone, von denen POTONIE²⁾ sagt, sie können als fossiler humoser Tonboden beschrieben werden, als die Unterlage des Moors oder Swamps, so deckt sich dieses Flötz mit der Definition, die O. SENDTNER³⁾ vom „Hochmoor“ gibt, als einem Moor, welches auf an Erdalkalibarbonaten armen Tonboden entstanden ist, gegenüber dem „Wiesenmoor“, das auf kalkigem Grund ruht.⁴⁾ „Am richtigsten bezeichnet man, schreibt SENDTNER, demnach die Hochmoore als Moore des weichen Wassers, die Wiesenmoore als Moore des harten.“

Nun konstatiert im folgenden⁵⁾ SENDTNER, dass ein an Karbonaten reiches, d. h. hartes Wasser, wo es ein Hochmoor durchfließt, dieses überall zerstört. Und er führt als Beispiel an: „Die wichtigste, lehrreichste Erscheinung aber bieten „Bäche dar, die sich aus dem Zusammentreten der harten Quellen gebildet haben, „der Wenig- und Röhrenbach. Solange jener im Wiesenmoor verweilt, sind seine „Ufer am meisten vermoort, sobald er das Hochmoor betritt, verliert er diese „Eigenschaft und hebt die des Hochmoors auf. Die Ufer des letzteren bilden „mitten durch dieses hindurch eine sanfte Taleinsenkung, indem sich daselbst nie

¹⁾ Eine ähnliche Versteinung und Ersetzung des Kohlenflötzes durch dolomitische Mittel beobachtet AUBREY STRAHAN auch in der Wirralgrube in Cheshire und berichtet darüber in der Londoner geolog. Gesellsch. Er sieht darin Quellabsätze. Ref. in der Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenw. 1901. S. 428, auch im Colliery Guardian 1901. S. 1304.

²⁾ Lehrb. S. 331.

³⁾ Bavaria I. Bd. 1860. S. 153.

⁴⁾ Vergl. auch die Definition von „Hochmoor“ bei RADLKOFER in Bavaria II. Bd. S. 93.

⁵⁾ a. a. O. S. 157.

„Moor und Torf, der zu beiden Seiten bis zu 30 Fuss anschwillt, gebildet hat.
„So zerstört hartes Wasser das Hochmoor.“

Durchfloss also ein hartes Wasser jenes Moor, das später unser Kohlenflötz wurde, so musste sich die Erscheinung einer Verdrückung einstellen. Andererseits haben wir als Zeugen des Reichtums an Karbonaten in dem durchfliessenden Wasser die Bildung von konkretionären Ausscheidungen von dolomitischem Material. Dass aber Moorboden durch Adsorption die Bildung von mineralischen Ausscheidungen begünstigt, ist längst bekannt.

Der ebenfalls erwähnte Fall, in welchem das Flötz das rote Gebirge übersattelt, erheischt eine besondere Behandlung, die aber erst möglich ist, wenn mehr Aufschlüsse vorliegen.

Wenn nun in übersichtlicher Weise diese so als Bach- und Flussläufe gedeuteten Verdrückungen aus einzelnen Horizonten in übersichtlicher Weise zusammengestellt werden, so müssen diese ein Bild der allgemeinen Stromrichtung und somit der Abdachung des Landes zu jener Zeit gewähren, das entschieden von Interesse wäre. Vorläufig, nach dem wenigen Material, welches mir zur Verfügung steht, ist im Emil-Flötzniveau eine Stromrichtung von Nordost nach Südwest wahrscheinlich.

Für das oberschlesische Steinkohlenbecken hat übrigens SACHSE¹⁾ schon 1882 ein System von Flussläufen zu konstruieren unternommen und die dortigen Riegel als Flussläufe erklärt, aus deren Rückstaufluten er dann die Überdeckung der Flötze mit Schieferton herleitete.

¹⁾ Über die Entstehung der Gesteinsmittel zwischen Steinkohlenflötzen. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Sal.-Wes. im preuss. Staat. 1882. Bd. 30. S. 271 ff.



Die Erdbeben Bayerns im Jahre 1903.

Von

Dr. Joseph Reindl.

Auf Seite 1—24 dieses Jahrgangs der „Geognostischen Jahreshefte“ habe ich bereits in einem längeren Aufsatz über zwei grössere Erderschütterungen in Bayern vom Jahre 1903 berichtet.¹⁾ Zu wiederholtem Danke bin ich nun Herrn Oberbergtrat Professor Dr. L. v. Ammon verpflichtet, da er auch für die übrigen seismischen Nachrichten, die über das Jahr 1903 aus Bayern vorliegen und von mir gesammelt wurden, in diesen Heften den Raum zur Veröffentlichung bereitwilligst zur Verfügung stellte. So unscheinbar manche Krustenbewegungen davon waren, immerhin dürfte ihre Aufzeichnung keine nutzlose Arbeit gewesen sein.²⁾

Chronologisch geordnet fanden im genannten Jahre folgende Erschütterungen innerhalb des bayerischen Gebietes (mit einigen benachbarten Strichen) statt:

1. 8. *Januar*. Das „Münchener Tagblatt“ schrieb am 13. Januar S. 7: „Asch, 9. Januar. Die Bewohner des oberen Egertales haben gestern abends zwei heftige Erdstöße verspürt. Zu gleicher Zeit wurden auch im Nord-Fichtelgebirge und dem Rös-lautale Erderschütterungen wahrgenommen.“

Diesem Bericht zufolge sah sich der Verfasser veranlasst, bei grösseren Orten des Fichtelgebirges über das Vorhandensein, eventuell über die Äusserung dieser Erschütterung nachzufragen. Von Hof schrieb man, dass zwei deutliche Erdstöße in Göttengrün, nicht aber in Hirschberg und Gesell bemerkt worden seien. Auch in Bayreuth und Wunsiedel wurde die Erzitterung gespürt. Selbst in Bamberg soll zu gleicher Zeit ein leichter Erdstoss wahrgenommen worden sein.³⁾

¹⁾ REINDL JOS., Das Erdbeben am 5. und 6. März 1903 im Erz- und Fichtelgebirge mit Böhmerwalde und das Erdbeben am 22. März 1903 in der Rheinpfalz. Geognostische Jahreshefte 1903. 16. Jahrgang. S. 1—24 mit zwei Karten.

²⁾ Sämtliches Quellenmaterial liegt bis zur Errichtung einer Erdbebenstation in München im geographischen Seminar der technischen Hochschule (München).

³⁾ Siehe: REINDL JOS., „Beiträge zur Erdbebenkunde von Bayern“, Sitzungsberichte der math.-phys. Klasse der Kgl. Bayer. Akademie der Wissenschaften. Bd. XXXIII. 1903. Heft I. S. 186.

2. **26. Januar.** Erdstöße im Rös-lautale.¹⁾

3. **25. und 26. Januar.** Heftiges Beben in der Rheinpfalz.

Die eingehende Behandlung dieses Bebens siehe: REINDL Jos.; Beiträge zur Erdbebenkunde von Bayern, Sitzungsberichte der math.-phys. Klasse der Kgl. Bayer. Akademie etc. Bd. XXXIII. 1903. Heft I. S. 186 bis 191.

4. **5. und 6. März.** Grosses Beben im Erz- und Fichtelgebirge und im angrenzenden Böhmerwalde.

Dieses Beben wurde eingehend untersucht und behandelt von:

- a) REINDL Jos., Dr.: „Das Erdbeben am 5. und 6. März 1903 im Erz- und Fichtelgebirge mit Böhmerwalde.“ Geognostische Jahreshefte 1903. 16. Jahrgang S. 1—14 mit Karte.
- b) BRUNHUBER A., Dr.: „Zwei Erdbeben im Gebiete der Oberpfalz,“ mit vier Beilagen, Regensburg 1903. (Berichte des naturwissenschaftlichen Vereins zu Regensburg. IX. Heft für die Jahre 1901 und 1902.)
- c) CREDNER HERMANN, „Der Vogtländische Erdbebenschwarm vom 13. Februar bis 18. Mai 1903 und seine Registrierung durch das WICHERT'sche Pendelseismometer in Leipzig.“ XXVIII. Band der Abhandlg. der math.-phys. Klasse der Kgl. Sächs. Gesellschaft der Wissenschaften Nr. VI. Leipzig 1904. S. 421—525.
- d) KNETT J.: „Vorläufiger Bericht über das erzgebirgische Schwarmbeben vom 13. Februar bis 25. März 1903, mit einem Anhang über die Nacherschütterungen bis Anfang Mai.“ (Mitteilungen der Erdbeben-Kommission der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien. Neue Folge. Nr. XVI mit 1 Tafel. Wien 1903. S. 1—27.)

5. **22. März.** Grosses Beben in der Rheinpfalz.

Eingehende Behandlung siehe:

- a) REINDL Jos.: „Beiträge zur Erdbebenkunde von Bayern,“ Sitzungsberichte der math.-phys. Klasse der Kgl. Bayer. Akademie etc. Bd. XXXIII. 1903. Heft I. S. 197—201.
- b) REINDL Jos.: Geognostische Jahreshefte 1903. 16. Jhrg. S. 15 bis 24 mit Karte.

6. **23. März.** Erdstöße zu Langenberg in der Pfalz.²⁾

7. **24. März.** Kurzer Erdstoss zu Rheinzaubern.³⁾

8. **26. März** um 2 Uhr nachmittags Erdstöße zu Maxau und Kandel, desgleichen solche am gleichen Tage 10 Uhr 10 Min. vormittags in Kandel und Umgegend.⁴⁾ Auch Herr Forstmeister PUSTER aus Langenberg verspürte letztere Stöße. Er schrieb: „Donnerstag, den 26. III. 03 vormittags 10 Uhr fand nochmal ein kräftiger Erdstoss statt. Die Hausglocke läutete von selbst und ich verspürte eine Wellenbewegung von NW. nach SO. Dauer etwa 4 Sekunden.“⁵⁾

¹⁾ Ebenda S. 186.

²⁾ Gütige Mitteilung von Herrn Forstmeister PUSTER.

³⁾ Sitzungsberichte der math.-phys. Klasse 1903. Bd. XXXIII. Heft I. S. 159.

⁴⁾ Ebenda.

⁵⁾ Gütige Mitteilung.

9. Am 27. März sind im Kandel und Hagenbach weitere Beben beobachtet worden.¹⁾
10. Zwei Erdstöße in der Nacht vom 8. auf 9. April zu Kandel um $\frac{3}{4}$ 12 Uhr in rascher Aufeinanderfolge.²⁾
11. 15. April. In Partenkirchen wurden am Mittwoch den 15. April abends $\frac{1}{2}$ 7 Uhr zwei leichte Erdstöße wahrgenommen.³⁾
12. 23. April. Am 23. April wurden vormittags $9\frac{3}{4}$ Uhr entlang der bayr.-vogtl. Grenze zwei heftige Erschütterungen verspürt.⁴⁾
13. 27. April. Erdstöße zu Selb. Die Häuser erzitterten und die Bewohner eilten erschreckt aus den Häusern.⁵⁾
14. Erdstöße zu Asch und Umgebung am 27. April.⁶⁾
15. 30. Mai. Morgens 6 Uhr Erdstöße im oberen Saaletal.⁷⁾
16. 4. Juli. (Zeit?) in Hall (Tirol) eine Erderschütterung mit dumpfem, unterirdischem Getöse, Richtung S.—N.⁸⁾
17. 21. Juli. Erdbeben in der Pfalz, 6 Uhr 58 Min. nachmittags. Die Erschütterung wurde namentlich in Hagenbach und Umgebung wahrgenommen. Richtung der Stöße von S. nach N. Es erfolgten rasch aufeinander zwei kurze Stöße, wobei Fenster klirrten, Möbel schwankten und Kinder zu Boden fielen.⁹⁾
18. 6. August. Erdstöße entlang der bayr.-vogtl. Grenze.¹⁰⁾
19. 11. August. Erdbeben im Ries.

Das „Neue Münchener Tagblatt“ schrieb (Nr. 230/31 vom 18. und 19. August 1903 S. 6):

„Erdbeben im Ries.“ Am 11. August früh 5 Uhr wurden im Ries zwei leichte Erdstöße verspürt. Namentlich in Nördlingen und in den nahegelegenen Ortschaften Kleinerdingen, Nähermemmingen und Wallerstein wurden die Stöße wahrgenommen: sie waren derartig, dass die Hausglocken von selbst läuteten. Auch in Wemding wollen einige Bewohner die Erzitterung verspürt haben.

Die Existenz dieses zwar schwachen, aber dennoch nennenswerten Bebens bestätigten uns briefliche Angaben und eigene persönliche Erkundigungen.

Herr Geistlicher Rat WILDEGGER aus Nördlingen schrieb: „Das letzte Erdbeben am 11. ds. Mts. wurde hier in manchen Häusern und in einigen Ortschaften des Riesgaaues gespürt; es scheint, dass die Wahrnehmung mehr an niedrig gelegenen Orten gemacht wurde. Die Bewegungen waren, soweit ich erfuhr, ganz leicht, nicht heftig.“

¹⁾ Sitzungsberichte der math.-phys. Klasse 1903. Bd. XXXIII. Heft I. S. 199.

²⁾ Pfälzer Kurier vom 11. April 1903 Nr. 85 S. 2.

³⁾ Münchener Zeitung Nr. 88 S. 5.

⁴⁾ Münchener Neueste Nachr. Nr. 193.

⁵⁾ Neues Münchener Tagblatt Nr. 122 S. 7.

⁶⁾ Münchener Neueste Nachrichten Nr. 203 S. 3. Vgl. auch CREDNER (loc. cit. S. 503).

⁷⁾ Neues Münchener Tagblatt Nr. 150 S. 7.

⁸⁾ Erdbebenwarte von A. BELAR, Laibach 1903, Beilage hiez zu S. 1. (Erdbeben im Juli 1903.)

⁹⁾ Münchener Ztg., 24. Juli Nr. 165 S. 4; — Münchener Neueste Nachrichten Nr. 340 S. 5.

¹⁰⁾ Bayr. Kurier vom 7. August 1903 S. 4.

Aus Wallerstein kam eine negative Nachricht; doch haben wir positive Bestätigung, auf persönlicher Erkundigung beruhend, von¹⁾:

Orte	Zeit	Stossrichtung	Dauer der Stösse	Zahl der Stösse
Nähermemmingen	5—6 früh	—	4 Sek.	2
Kleinerdingen	5—6 „	von unten nach oben	—	2
Herkheim	5—6 „	—	—	—
Hörnheim	5 „	—	—	2
Hohenaltheim	5 ^{1/2} „	—	5 Sek.	3
Amerdingen	6 „	von unten nach oben	—	—
Harburg	5—6 „	„	—	2

20. 11. September. Erdbeben in Waldmünchen.

Die Münchener Neuesten Nachrichten vom 13. September Nr. 427 schrieben: Waldmünchen, 12. September; gestern zwischen 4 und 5 Uhr wurden hier mehrere Erdstösse verspürt, die jedesmal von sekundenlanger Dauer waren.²⁾

Herr Lehrer Russ aus Waldmünchen schrieb uns hierüber folgendes:

„Am Freitag den 11. September machte sich ein auffallend starker Barometersturz bemerkbar. Es fanden im ganzen mindestens fünf Erdstösse statt; drei stärkere und zwei schwächere. Der erste stärkere wurde ca. um $\frac{1}{2}$ 4 Uhr, der zweite ziemlich 5 Minuten vor, der dritte 5 Minuten nach $4\frac{3}{4}$ Uhr nachmittags bemerkt. Es waren wellenförmige, schwankende Bewegungen gleich dem Schaukeln eines Schiffes; die Dauer der einzelnen Stösse betrug 1—3 Sekunden. Der zweite Stoss war der stärkste, wobei die geschlossenen Fenster »ein polterndes Geräusch« ergaben. Ein Pflasterer bemerkte etwa nach $\frac{1}{2}$ 5 Uhr eine so starke Schwankung, dass er während eines Schaufelwurfes fast zu Boden geschleudert wurde. Er gab die Richtung dieses Stosses von Süd-Ost nach Nord-West an.“

21. 2. und 3. Oktober. Erdstösse entlang der bayr.-vogtl. Grenze.³⁾
 22. 5. Oktober. Erdstösse im Fichtelgebirge. Hof und Umgebung.⁴⁾
 23. 4. November. Erdstösse in der Nähe von Falkenau in der Richtung von W. nach O. mit ziemlich heftigen Erzitterungen.⁵⁾
 24. 15. November abends $8\frac{3}{4}$ Uhr zwei leichte Erdstösse im Walsertal, (Allgäu). Richtung von unten nach oben. Geräusch: kanonenschussartiges Knallen.⁶⁾
 25. 25. November. Erderschütterungen am 25. November morgens 6 Uhr entlang der ganzen oberfränkisch-sächsischen Grenze.⁷⁾

¹⁾ Siehe: S. GÜNTHER und J. REINDL, Sitzungsberichte der math.-phys. Klasse der Kgl. Bayr. Akademie vom 9. Dezember 1903. S. 631—671 mit Karte. (Bd. XXXIII. Hft. IV.)

²⁾ Münchener Ztg. Nr. 210 S. 9.

³⁾ Neues Münchener Tagblatt Nr. 281.

⁴⁾ Gütige Mittlg. der Tel.-Stat. Hof.

⁵⁾ Münchener Neueste Nachr. vom 7. Nov.

⁶⁾ Gütige Mittlg. von Herrn Schulrat Dr. REINDL, Kempten.

⁷⁾ Bayr. Kurier Nr. 329 vom 27. Nov.

26. 14. *Dezember*. Erdbeben in den nördlichen Kalkalpen. „In Jenbach am Achensee wurde am 14. Dezember nachts 11 Uhr 25 Min. ein von starkem unterirdischen Donner begleitetes, 5 Sekunden andauerndes Erdbeben verspürt. 5 Minuten darauf folgte ein schwächeres.“ (Neues Münchener Tagbl. Nr. 352; Münchener Ztg. Nr. 290. S. 3.)

Die Augsburgener Postzeitung schrieb (Nr. 288): „Weilheim Oberb., 20. Dezember. Am Montag 14. Dezember zwischen 11 und 12 Uhr nachts verspürte man in Wallgau ein kurz anhaltendes Erdbeben. Es war laut »Weilheimer Zeitung« ein leichtes Rütteln, auf welches ein noch schwächeres Beben folgte.“

27. 15. *Dezember*. Erdbeben im Rhöngebirge.

Die „Münchener Zeitung“ Nr. 288 S. 3 berichtete:

„Wie die Rhönztg. meldet, wurde in Vacha (Thüringen) kurz nach 5 Uhr eine ziemlich starke Erderschütterung wahrgenommen. Dieselbe Wahrnehmung wurde auch in Philipptal gemacht. Das Zentrum des Erdbebens scheint in dem zwischen Vacha und Heringen (Hessen-Nassau) liegenden Bergrücken gelegen zu sein.“

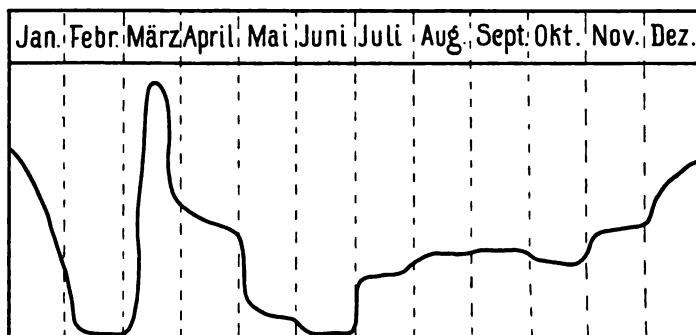
In Nr. 292 der „Münchener Zeitung“ war zu lesen:

Schweinfurt, 17. Dezember. Erdbeben. In der Rhön wurden starke Erdstöße wahrgenommen. Die Bewegung erstreckte sich von Bad Brückenau bis Vacha an der Werra und zwar von NW. nach SO.

Telegraphische Anfragen ergaben¹⁾:

Ort	Zeit	Stossrichtung	Dauer der Stöße	Zahl der Stöße
Brückenau	5 ¹⁰ früh	NW.—SO.	2—3 Sek.	5, 3 stärk. u. 2 schwäch.
Neu-Glashütte	5 ¹⁵ „	NW.—SO.	3 „	6
Alt- „	5 ¹⁵ „	unten nach oben	2 „	7
Oberbach	5—6 „	O.—W.	?	5
Zeitlofs	5—6 „	—	—	4—6
Speicherts	5—6 „	—	3—4 Sek.	3
Motten	5—6 „	—	—	5

Nach der Zahl der Erdstöße verlief in Bayern im genannten Jahre die seismische Kurve ungefähr so:



¹⁾ Gültige Mittlg. vom Telegr.-Amt Würzburg.

Vergleicht man die Erdbeben untereinander nach den Tageszeiten, an denen sie stattfanden, so zeigt sich, dass in höchst auffälliger Weise die weitaus grösste Mehrzahl aller Stösse, bei welchen die Zeit ihres Eintritts angegeben werden konnte, in der Nacht oder doch am frühen Morgen und späten Abend sich ereigneten. Diese Tatsache erklärt sich einfach dadurch, dass die verhältnismässig schwachen Erschütterungen, mit denen wir es in Bayern fast ausschliesslich zu tun haben, nur dann auffallen, wenn die Aufmerksamkeit nicht durch den Lärm und die Geschäfte des Tages in Anspruch genommen ist.

Bezüglich der räumlichen Verteilung der Schütterzonen ist zu sagen, dass die beiden Hauptschüttergebiete die Rheinpfalz und das Fichtelgebirge mit Böhmerwald waren. Als Erdbebengebiete von sekundärer Ordnung erwiesen sich das Alpenland, das Ries und die Rhön.

Was das Pfalz-Schüttergebiet betrifft, so kann gesagt werden, dass die dortselbst stattfindenden Beben geotektonischen Charakter haben. Bekanntlich ist die gesamte oberrheinische Tiefebene als eine grosse Grabenversenkung zwischen ihren Randgebirgen aufzufassen. Dass dortselbst die Erdkruste noch heutzutage nicht zur Ruhe gekommen ist, beweisen die alljährlich dort stattfindenden seismischen Bewegungen, hervorgebracht durch das Absinken einzelner Schollen der Erdrinde längs den vorhandenen Bruchlinien.

Auch die zahlreichen Erderschütterungen im Fichtelgebirge und Böhmerwalde können grösstenteils zu den tektonischen gerechnet werden, wie ich bereits auf S. 11—13 der Geognostischen Jahreshefte, 16. Jahrgang, behauptet habe. Allerdings kann bei manchen seismischen Erscheinungen die Ursache darin liegen, dass manche unterirdische Lagenveränderungen der Gesteinsschollen in diesen Gebieten auf klimatischen und meteorologischen Einflüssen beruhen.

Die Tatsache, dass im ehemals vulkanischen Ries die Erdkruste noch nicht zur Ruhe gekommen ist, bietet hohes Interesse. Die eruptiven Kräfte dortselbst sind zwar für Magmenaustritte längst erloschen; allein Verschiebungen, Spannungen und Einbrüche finden dort immer noch statt, wahrscheinlich stehen diese Erscheinungen auch in Zusammenhang mit der grossen Vielartigkeit der Schichtenglieder, die auf so engem Raum hart beieinander liegen: Granite, altkristallinische Schiefer und vulkanische Aufschüttungen, mesozoische, tertiäre und noch jüngere Gebilde. Die Mannigfaltigkeit der Gesteinsausbildung bringt es wohl mit sich, dass Spannungen unter den Ablagerungen leichter als in anderen Territorien eintreten können, vielleicht begünstigt durch klimatische Einflüsse.¹⁾

Das Erdbeben am 11. September 1903 zu Waldmünchen dürfte zu den Einsturzbeben gerechnet werden; wahrscheinlich auch die Erschütterung zu Partenkirchen am 15. April gleichen Jahres. Dagegen dürfte das Jenbach-Wallgauer Beben am 14. Dezember 1903 infolge seiner grösseren Ausdehnung schon tektonischen Charakter gehabt haben. Vielleicht auch das Rhönbeben am 15. Dezember, obwohl dasselbe als Einsturzbeben, freilich als ein sehr abnorm grosses, nicht unglauwürdig erscheinen dürfte. Ebenfalls nicht im klaren bin ich über die Entstehung des Bebens im Walsertal. In diesem Gebiete fanden, wie Herr Professor MAX FÜRDERREUTHER aus Kempten mitzuteilen die Güte hatte, schon zahl-

¹⁾ Eine eingehende Behandlung der Rieserbeben siehe: S. GÜNTHER und J. REINDL, Seismologische Untersuchungen, Sitzungsberichte der math.-phys. Klasse der Kgl. Bayer. Akademie der Wissenschaften vom 9. Dezember 1903. S 631—671 mit Karte. (Bd. XXXIII. Hft. IV).

reiche Beben statt.) Ob nun diese tektonischen Ursachen zuzuschreiben sind oder ob sie als Einsturzbeben betrachtet werden können — darüber kann ich vorläufig kein Urteil abgeben.

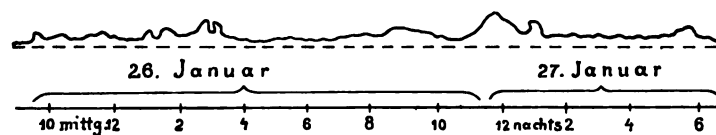
Hinsichtlich der Schallphänomene der Erdbeben von 1903 kann gesagt werden, dass die Erschütterungen meist mit einem dumpfen Rollen, Rasseln, Getöse, kanonenschussartigen Krachen und Knallen verbunden waren. An Orten, welche nicht ganz nahe bei dem Stossorte selber lagen (namentlich bei vielen Pflazorten), machte der Schall oft den Eindruck, als käme er aus der Luft. Leider konnte nicht genügend konstatiert werden, die durch den Boden bis zum Beobachtungs-orte mitgeteilten Schalle von den durch die Luft mitgeteilten völlig zu sondern. Nur einzelne Beobachter hörten zwei Schalle, wovon der Bodenschall eher zum Ohre drang als der Luftschall. Bisweilen wollen einige Beobachter auch die Wahrnehmung gemacht haben, dass in tieferen Gegenden der Erdbebenschall stärker vernehmbar war als in höheren.

Interessant sind nach den Aussagen vieler Berichterstatter die Schallphänomene im Ries. Hier sind die Erschütterungen meist so schwach, dass sie vom Schalle oft nicht unterschieden werden können, man hört meist nur den Schall. Wahrscheinlich sind diese Phänomene sogenannte „Knallputsche“, da sie meist dumpf und schuss-ähnlich sind. Ihre Entstehung ist leicht erklärlich: die Ursache liegt im Brechen der unterhöhlten Felsschichten. Sogenannte „Chlöpfe“ scheinen dort nicht häufig zu sein.

Über die Geschwindigkeit der Fortbewegung der Beben konnte man aus den Angaben und Nachrichten keine sicheren Anhaltspunkte gewinnen. Ebenfalls war die Tiefenbestimmung der Epizentren unmöglich.

Die Intensität der benannten Beben erreichte fast immer Grad IV der FOREL'schen Skala; die Erschütterungen wurden also von den Menschen mitten in der Tätigkeit beobachtet. Zwei Erderschütterungen steigerten sich sogar bis zum siebenten Grade der genannten Skala, nämlich das Beben vom 5. und 6. März im Fichtelgebirge mit Böhmerwalde und das Beben am 22. März in der Rheinpfalz. Die Gebäude wurden dabei, da Kamine einstürzten, schon in erheblicher Weise beschädigt.

Am Schlusse sei noch erwähnt, dass mehrere dieser Erdbeben durch die Apparate des Münchener geomagnetischen Institutes verspürt wurden. Besonders schön wurde dortselbst das Pfälzer-Beben am 26. und 27. Januar aufgezeichnet, wie nachstehende Kurve zeigt:



Aus unseren Angaben erhellt, dass bei genaueren Erkundigungen doch auch in dem fast als erdbeben-immun geltenden Bayern seismische Ereignisse nicht eigentlich zu den Seltenheiten gehören. Hoffentlich gewährt die Aufstellung seismometrischer Apparate in nicht zu ferner Zeit die Möglichkeit, jede auch schwächere Zuckung des Bodens innerhalb der Grenzen des Königreichs schärfer verfolgen zu können.

¹⁾ Herr Professor M. FÖRDERREUTHER schrieb: In dem Buche „Der Mittelberg“ von FINK und KLENZE habe ich die Notiz gefunden:

1. Kleinere Erdbeben sind ziemlich häufig im Walsertal.
2. Am 21. Januar 1752 war ein grosses Erdbeben in Mittelberg und im Walsertal.
3. 1771 war ein Erdbeben. Man merkte es drei Tage lang jeden Morgen im Walsertale.

Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spezieller Berücksichtigung des Erdölvorkommens.

Von

Wolfram Fink.

Mit einer geologischen Karte 1 : 25 000.

Eine vortreffliche allgemeine Charakteristik des Flysches gibt O. HEER¹⁾ in seiner „Urwelt der Schweiz“, welche an die Spitze dieser Arbeit gestellt werden möge.

„Flyschgesteine“, sagt der grosse Schweizer Geologe, „finden wir längs des Nordrandes unserer Alpen und stellenweise tief in dieselben hineingreifend von Savoyen bis ins Vorarlberg und in die bayerischen Alpen und überall zeigen sie uns denselben eigentümlichen Charakter. Überall haben sie mildere Formen als die Kalkberge, ihre Gipfel und Käme sind nicht so scharf und eckig, ihre Abhänge und Terrassen sind mit einem blumenreichen Pflanzenteppich bekleidet, aber von verheerenden Runsen gefährdet. Es bieten diese Gegenden daher wohl fruchtbaren, aber auch allen Wechselfällen der wilden Gebirgsnatur ausgesetzten Boden dar.“ Allenthalben finden sich grosse Massen eines leicht rutschenden Verwitterungsbodens, bedingt durch die rasche und leichte Zersetzung des Gesteins. Stürzen nun Wolkenbrüche nieder, dann kommt das ganze Material in Bewegung und vermuht weite Strecken. Auf dem Mur fliegt schnell wieder Pflanzenwuchs an, welcher bald zu einem schier undurchdringlichen Urwald zusammenwuchert.

Trotz seiner Eigenarten hat der Flysch ob seiner scheinbaren Einförmigkeit den Geologen verhältnissmässig wenig Interesse abgewonnen. Speziell in Bayern wüsste ich ausser dem K. Landesgeologen Dr. REIS keinen Gelehrten, welcher sich in neuerer Zeit eingehender damit befasst hätte. Die Fukoideneinschlüsse aus dem Flysch fanden dagegen in den letzteren Jahren mehrfach Berücksichtigung, so durch v. GÜMBEL, DR. PFAFF und namentlich durch Prof. Dr. ROTHPLETZ. GÜMBEL hatte sich seiner Zeit für die Ermittlung der auf die Flyschgebilde in den bayerischen Voralpen sich beziehenden Verhältnisse, insbesondere hinsichtlich ihrer Abgrenzung gegenüber anderen Formationen, zweifellos nicht geringe Verdienste erworben, seine Untersuchungen liegen aber schon ziemlich weit zurück. Ein

¹⁾ OSWALD HEER, die Urwelt der Schweiz. Zürich 1879.

Versuch, die einzelnen im Flysch petrographisch ausscheidbaren Glieder für eine kartistische Darstellung zu verwenden, ist, wenigstens für das bayerische Gebiet, bisher überhaupt noch nicht unternommen worden.

Im Nachstehenden soll nun der Versuch gemacht werden, den interessantesten Teil der bayerischen Flyschzone, das Tegernseer Gebiet, geologisch zu schildern und eine Horizonteinteilung im dortigen Flysch durchzuführen. Hier darf nicht verschwiegen werden, dass vorliegende Arbeit ihre Entstehung der Anregung der Herren Oberbergrat Prof. Dr. v. AMMON und Prof. OEBBEKE verdankt, welch' letzterer stets die Gelegenheit ergriff, auf die Bedeutung des Flysches und speziell die Wichtigkeit des Tegernseer Erdölvorkommens hinzuweisen.¹⁾

Es möge mir an dieser Stelle gestattet sein, denjenigen Herren meinen Dank auszusprechen, welche meine Arbeiten in wohlwollendster Weise förderten. Für die gütige Förderung meiner Arbeit sei Herrn Oberbergrat Prof. Dr. v. AMMON, Herrn Prof. Dr. OEBBEKE, Herrn Obermedizinalrat Dr. EGGER und Herrn Privatdozenten Dr. WEBER mein ergebenster Dank gesagt; insbesondere bin ich Herrn Dr. REIS zu Dank verpflichtet, welcher mir bei Einführung in den Flysch seine reiche Erfahrung zur Verfügung stellte. Gedankt sei ferner den Herren Direktor BISCHOFF und Stationsvorsteher BAUER in Tegernsee, welche mich bei meinen Aufnahmen die Aufschlüsse an der Bahn benützen liessen.

Flyschgesteine.

Der petrographischen Beschaffenheit nach lassen sich die Flyschgesteine des Tegernseer Gebietes folgendermassen charakterisieren:

1. Sandsteinartige Gebilde.

a) Sandsteine.

In verschiedener Farbe: weisslich, grau, grünlich und braun; zuweilen tonig oder kalkig, stets mit Glimmerschüppchen, „wie silberbestäubt“ (HEER), welche besonders schön auf den Schichtflächen auftreten. Hiezu kommt vielfach Glaukonit. Die Korngrösse ist sehr wechselnd und finden sich daher alle Arten — von den feinsten bis zu den grössten — in einem einzelnen Steinbruch vertreten. Kohlige Einschlüsse sind in einzelnen Horizonten häufig; sie bestehen zumeist aus Fragmenten²⁾ schilfähnlicher Blätter, oft sind auch verkohlte Holzteile eingeschlossen: allem Anschein nach eingeschwemmtes Material, welches noch in grünem Zustand hieher gelangte. Daneben treten auch Kohlenstückchen auf, die deutlich die Spuren eines Transportes aufweisen. Sie haben meist nur Erbsen- bis Haselnussgrösse; selten kommen sie in Stückchen bis zu Eigrösse vor. Die Kohle ist zähe und schwer (vermutlich Gosaukohle). Hin und wieder finden sich kleine Harzeinschlüsse, welche ebenfalls Spuren eines Transportes aufweisen. Unter dem Mikroskop lassen sich im Dünnschliff folgende Bestandteile konstatieren: Sehr

¹⁾ cf. u. a. Berichte des Naturw. Vereins in Regensburg. VIII. Heft. 1900.

²⁾ Die Blätterfragmente finden sich nur in feinkörnigem Sandstein. Zuweilen sind sie in einer solchen Menge angehäuft, dass der Sandstein den Charakter eines glimmerreichen kohligen Lettens annimmt.

viel Muskovit, dann vorherrschend Quarzkörner sehr eckig, Kalk mit organischen Resten (Echinodermenbruchstücken), Feldspäte, (Plagioklas) und Chlorit. Das Cement besteht hauptsächlich aus Kalk.

Die meisten Sandsteine sind eisenschüssig; in einzelnen Partien reichert sich der Eisengehalt unter Zurücktreten des Sandsteincharakters dermassen an, dass man von sandigen Toneisensteinen sprechen kann.

Was die Art des Vorkommens der Sandsteine anlangt, so finden sie sich in der verschiedensten Ausbildung: sie zeigen sich grobbankig, dann wieder plattig; schalig, eben und gebogen, meist zerklüftet. An den unteren Schichtflächen haben sie, wenn sie auf weichem Material (Schiefern) aufliegen, die typischen Hieroglyphen. Diese sind in allen Formen vertreten: bald als gerade, kurze Wülste, bald als hufeisenförmig gebogene ausgebildet. Ripplemarks konnten nicht beobachtet werden.

b) Konglomerate.

Sie wechseln in der Grösse der Trümmer; teils sind sie feinkörnig, dass man sie noch für grobe Sandsteine ansprechen könnte, teils führen sie Geröllstücke, welche bis Faustgrösse erreichen. Das Bindemittel ist feinkörnig, kalkig, tonig, glimmerführend und sehr fest. Oft ist der Kalkgehalt derart hoch, dass starke Kalkspatadern ausgeschieden sind.

Die Geröllstücke sind in der Hauptsache Quarzkörner, dann finden sich Stücke von Kalkgesteinen, Mergeln. (In ein paar Dünnschliffen sah ich Stückchen von Mergeln mit Fukoidenfragmenten). Daneben tritt weiter auf: Feldspat (Plagioklas), Reste von Serpentin und Granat, Turmalin, Reste von Ton- und Glimmerschiefer, Pyrit, kohlige Substanz und Limonit.

Als Horizont für sich können die Flyschkonglomerate nicht gelten. Die Beobachtung HEERS: „Der meist feinkörnige Sandstein verwandelt sich stellenweise in ein Konglomerat, in dem wallnuss- bis faustgrosse Gerölle liegen, welche zuweilen Versteinerungen älterer Formationen enthalten. Wahrscheinlich bezeichnen die Gegenden, wo der Sandstein diese Form annimmt, die Stellen, wo Flüsse oder Bäche ins Meer gemündet und diesem die Gerölle zugeführt haben“ (a. a. O. S. 265) trifft vollkommen auf das Tegernseer Gebiet zu. Auch hier sind in einzelnen Partien plötzliche Einlagerungen von Konglomeraten in den Sandsteinen zu konstatieren.

2. Kieselkalke.

Der Name wurde zuerst von GÜMBEL eingeführt (N. J. f. Min. 1869). Sie schliessen sich eng an die Sandsteine an und zeigen, besonders, wenn sie viel Glaukonit und Quarz enthalten, im Dünnschliff sandsteinähnlichen Habitus. Auch sie variieren in der Korngrösse, so dass man mit Dr. REIS unterscheiden kann in Feinkieselkalke und gröbere Kieselkalke.

Der Farbe nach erscheinen sie teils schwach rotbraun, teils grau, dann auch schwarzgrün. Der Bruch ist meist splittrig. Sie weisen stets dichtes Gefüge auf, kommen immer in schön geschichteten Bänken und Platten vor. Sehr häufig sind sie von Kalkspatadern durchzogen, welche oft sehr deutlich das Bild einer Kluftausfüllung erkennen lassen.

Bei Kieselkalcken mit geringem Glaukonitgehalt kann man an den Schichtflächen, wenn diese etwas angewittert sind, ein System von Sprüngen wahrnehmen, welche sich regellos durchkreuzen. In weiter verwittertem Zustand treten ein-

zelle durch solche Spaltrisse abgegrenzte, zackige Teile scharf aus dem umgebenden Gestein hervor.

Im Zustand der Verwitterung nehmen fast alle hierher gehörigen Gebilde einen sandsteinartigen Charakter an; sie bleichen meistens aus, zum Teil färben sie sich aber auch rostbraun, je nach dem Eisengehalt. Wenn die Verwitterung noch nicht vollständig ist, kann man beim Zerschlagen sehr schön den Stand des Verwitterungsprozesses erkennen. Hierbei ist eine Erscheinung, worauf mich Herr Dr. Reis hinwies, bemerkenswert: dass nämlich die Verwitterung eckiger Gesteine wohl im grossen ganzen parallel zu den begrenzenden Flächen vor sich geht, jedoch an den Ecken schneller vorwärts schreitet. Auf diese Weise erhält der noch unverwitterte Kern bald mehr oder weniger Kugelform.

Der aus den Kieselkalken entstandene Verwitterungsboden ist sandig tonig, nimmt gern das Wasser auf und ist sehr zu Bergrutsch geneigt.

Von den Kieselkalken kann man an typischen Varietäten unterscheiden:

a) Tonige Kieselkalke mit feinem Gefüge.

Sie spalten in dünne Platten. Als Farbe ist grau, im Zersetzungsstadium ein dunkles Graubraun anzugeben. Das Gestein ist durchweg feinkörnig, vielfach durchzogen von Kalkspatausscheidungen, welche polysynthetische Zwillingsbildung zeigen. Charakteristisch ist der grosse Reichtum von Foraminiferen mit Kalkgehäusen. Kohlige Teilchen sind nicht selten. Auch erscheint Glaukonit.

b) Mittelkörnige Kieselkalke.

Die Farbe nimmt einen mehr bläulich-schwarzen Ton an. Der Kalkgehalt ist sehr wechselnd, schwindet jedoch mit der Anreicherung an Glaukonit. Unter dem Mikroskop macht das Gestein den Eindruck einer Breccie. Glaukonit und Quarzkörnchen treten in den verschiedensten eckigen Formen ausgebildet neben einander auf. Dazwischen findet sich etwas Kalkspat, welcher hin und wieder in Form von Adern das Gestein durchzieht. Sonst finden sich noch Einschlüsse von Pyrit, Glimmer, Foraminiferenfragmente und Kohlenteilchen.

c) Glasige Kieselkalke.

Dunkel, schwarzgrün, zuweilen mit Einschlüssen gelber, eisenschüssiger Quarzkörnchen. Das Gestein macht äusserlich den Eindruck eines Glasflusses. Auf Betupfen mit verdünnter Salzsäure erfolgt nur ganz schwaches Brausen. Typisch für das Gestein ist das Auftreten von Fliessspuren, welche jedoch entgegen den im Sandstein vorkommenden Hieroglyphen nicht wurmförmig, sondern zapfenförmig ausgebildet sind. Trotz seines scheinbar äusserst festen Gefüges verwittert das Gestein sehr schnell. Im ersten Stadium der Verwitterung nimmt es das Aussehen eines verwitternden Basaltes an; dann bleicht es bald aus und hinterlässt ein rostbraunes Gebilde, welches durch auffallend geringes Gewicht und ein Klingen ausgezeichnet ist, wie man es bei Porzellanscherben wahrnehmen kann. Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein ein ähnliches Aussehen, wie das unter b) beschriebene. Der Glaukonit tritt noch mehr in den Vordergrund, während sich der Kalk in nur sehr geringen Mengen nachweisen lässt. Quarz überwiegt; daneben Reste von Chloritschiefer, Gneiss und Tonschiefer, sowie vereinzelt Fossilreste.

d) Macigno (Hornstein z. T.).

Kommt in allen Farbvarietäten vor; weiss, grau, gelb, grün und rot. Er ist als ein dichtes, zähes, äusserst feinkörniges Gefüge, regellos durchschnitten von Kalkspatadern zu bezeichnen. Unter dem Mikroskop erweist es sich als einförmiges Gebilde ohne Glaukonit und Kohletheilchen. Organische Bestandteile fehlen vollständig. Bei der Verwitterung, welche sehr langsam vor sich geht, bleicht das Gestein aus und geht in einen schmierigen Letten über. Der Macigno bildet keinen Horizont für sich; er ist jedoch lediglich an die Kieselkalke gebunden, in welchen er sporadisch auftritt.

3. Mergel.

Sie sind den tonigen Kieselkalken nahe verwandt; von graubrauner oder gelblichgrauer Farbe; ausgezeichnet durch einen grossen Reichtum von Fukoiden, welche teilweise ganz gut herausgewittert sind. Die Mergel sind ebenso wie der Macigno hin und wieder in den Kieselkalken eingelagert und nehmen zuweilen den Habitus der Fleckenmergel an, so am Kreuzberg, an der Aalbachalm und westlich der Waxelmooser Jagdhütte am Zwergelberg.

Unter dem Mikroskop zeigt sich kein charakteristisches Gefüge. Organische Einschlüsse fehlen fast vollständig; hin und wieder zeigen sich Kohlepartikelchen, dann auch Pyrit in etwas grösseren Mengen, vielfach in Limonit umgewandelt. Ausserdem finden sich in grösseren Mengen fast kreisrunde Aggregate, welche wohl von Fukoiden herkommen dürften.

4. Schiefer (Mergelschiefer und Schiefertone GÜMBELS).

Sie sind in allen Horizonten des Flysches verbreitet; in den Kieselkalken kommen sie dermassen häufig vor, dass eine Trennung auf der Karte sich nicht ermöglichen lässt. Im Sandsteinhorizont dagegen finden sie sich gewöhnlich nur in der Nähe der Auflagerung dieses Komplexes auf die Kieselkalke. Die Farbe wechselt. Meist sind die Schiefer dunkelgrau, dann aber auch schwarz, grünlich, grau, weiss und rot. Alle diese Schiefer mit Ausnahme der roten bleichen an der Oberfläche stark aus und zerfallen in trümmerige, oft griffelförmige Stückchen. Der Kalkgehalt wechselt.

Die Schichten sind meist ebenflächig; zuweilen kommt aber auch eine rauflächige Ausbildung vor, derart, dass keine gute Spaltungsfähigkeit der Platten vorhanden ist, so z. B. vor allem am Leeberg.

Zuweilen findet man die Schiefer mit Fukoiden übersät, an anderen Stellen jedoch forscht man vergebens nach solchen. Die Fukoidenkörper sind verschiedenartig erhalten: entweder sich schwarz von dem gebleichten Gestein abhebend, oder als plastische grünlichgraue Zweige aus dem Schiefer hervortretend.

Bemerkenswert ist das Auftreten von Pyritknollen in den Schiefen. Unter dem Mikroskop lassen sich selten Einzelheiten erkennen; Fragmente von Foraminiferen, sowie Kohlepartikelchen finden sich hie und da.

Am beachtenswertesten sind die roten Schiefer. Sie bilden einen durchaus ausgeprägten Horizont an der Scheide von Kieselkalken und Sandsteinen. An allen Stellen des Tegernseer Gebietes, an welchen der Übergang deutlich zu sehen ist, stellen sie sich regelmässig ein, so dass ihre Rolle als Grenzhorizont sicher steht. Die Farbe erscheint ziegel- bis kirschrot; bei der Zersetzung zerfallen sie in eine lettige Schmiere. Zu erwähnen ist noch das Vorkommen von Kalkspatausscheidungen in stylolithenähnlicher Form, welches in diesen Schiefen auftritt.

Das Westufer des Tegernsees.

Von Kaltenbrunn dehnt sich nach Norden, Westen und Süden ein ein-förmiger Komplex Diluvium aus, nur unterbrochen von einem Anstehen cretacischer Schichten nördlich und südlich von der Villa Merk. Das Material besteht aus Hauptdolomit, Lithodendronkalken, rhätischen Kalken, Crinoidenkalken und etwas Flysch. Verbreitet sind besonders in der Nähe von Reit grosse erratische Blöcke aus rhätischen Kalken.

Das Terrain hebt sich in sanfter Steigung bis zum Fusse des Holzerberges. Nach Süden lässt sich die Zone fortziehen bis zu den Sandsteinhügeln zwischen dem Finner und der Breitenbachsäge; hier ist nur dicht neben der Strasse Diluvium zu konstatieren. Das Diluvium folgt nun den genannten Hügeln in schmalem Streifen bis in die Nähe des am Breitenbachunterlauf gelegenen Steinbruches. Auf der Südseite genannten Baches bildet es den Osthang des Auerecks bis hinauf zum Freihaus und des Semmelberges bis zur Prinzenruhe. Am rechten Ufer des Zeiselbaches treten auf dem östlichen Ausläufer des Zwergelberges bis gegen Unterwiesee Moränenbildungen auf; nordwestlich an der von Wiessee nach Abwinkel führenden Strasse, bei der Söllbachsäge, findet sich Niederterrassenschotter. Dann gewinnt das Diluvium wieder grössere Ausdehnung westlich von Ringssee bis hinter Buch und nach Süden bis „am Schuss“; von da zieht es sich südwestlich zum Bauern in der Au und hinein ins Söllbachthal¹⁾ aufwärts. Im Auer-Alpengraben ist es noch an der Winterstube schön entwickelt.

Ein weiterer diluvialer Streifen findet sich am Nordosthang der Ringspitze längs der Strasse Ringssee—Weissach. — Vgl. die Anmerkung ¹⁾ auf S. 93.

Der Flysch.

Die Flyschzone des Westufers beginnt beim Dürnbach, wo sie an die Molasse anschliesst, und zieht sich bis herauf zum Söllberg, von welchem sie noch den Grat und einen Teil des südlichen Abhanges bildet.

Beim Anschluss an die Molasse folgen zunächst Schuttkegel, welche nicht als Gehängeschutt anzusprechen sind, sondern Bergstürzen ihre Entstehung verdanken. Diese Schutthalden finden sich längs des ganzen Osthangs des Holzerberges bis zum Finner. Am Holzerberg selbst stehen dann zunächst, von Nord nach Süd gerechnet, Sandsteine in grobkörniger Ausbildung an. Sie bilden starke Bänke mit einem Einfallen von 45° nach 193° S. Gegen Norden sind sie noch vollständig schieferfrei; erst in der Höhe von ca. 1000 m am Grat des Holzerberges treten Schiefereinlagerungen auf. Dies ist offenbar der Zug, auf welchem der Steinbruch hinter Frais betrieben wird.

In diesem Steinbruch sind die Schichten sehr schön aufgeschlossen. Ihr Einfallen wurde mit 16° nach 312° NW ermittelt. Es entsteht so, wenn man die vorhin erwähnten Daten in Betracht zieht, das Bild einer Mulde. Die Sandsteine wechseln mit den Schiefen in schöner Lagerung ab. Sie führen vielfach auf der unteren Schichtfläche Hieroglyphen; ein Zeichen, dass hier keine Überkipfung vorliegt, sondern vollkommen konkordante Überlagerung auf den tieferliegenden Schichten vorhanden ist.²⁾

¹⁾ Im Söllbachtal steht das Diluvium in mächtigen Konglomeraten an.

²⁾ Die Hieroglyphen müssen wohl als Ausfüllung von Fliessspuren aufgefasst werden. Nun erfolgt die Ausfüllung doch nur von oben nach unten. Wäre aber eine Überkipfung vorhanden,

Das neben dem Bruch fließende Bächlein führt rote Schiefer mit, welche sich bei der Überdeckung im Anstehenden nicht konstatieren lassen. Indes erscheint ihre Menge derart, dass sie unbedingt von in der Nähe befindlichem Anstehen hergeleitet werden müssen. Am Jägerstiegl schneidet der Weg Kieselkalke an, mit einem Einfallen von 45° nach 25° NNO. Dann tritt wieder Sandstein auf, welcher nun auch die Höhe des Holzerberges und der Nesselscheibe bildet. Am Osthang des Holzerberges gegen den Finner zu wird der Sandstein grobkörniger und geht in eine Art Flyschbreccie über. Das Einfallen erweist sich hier durchgehends als südlich.

Unterhalb der Holzeralm ist ein Zug der roten Schiefer zu konstatieren, dann folgen, so viel sich in dem alten Bergsturzterrain feststellen lässt, Kieselkalke. Diese sind auch am Vorsprung östlich der Winneralpe zu finden. Südlich davon treten dann wieder die Sandsteine auf (s. u.).

In der östlichen Verlängerung des Einschnittes, welcher sich zwischen der Holzer- und Winner-Alpe befindet, liegt einer der geologisch interessantesten Punkte des Gebietes, das Vorkommen des Erdöls, des sog. Quirinusöles.

Anstehendes Gestein findet sich nur südlich von den Pumpwerken im Bach. Hier tritt von Nord nach Süd gerechnet auf: Kieselkalke — rote und weisse Schiefer untereinander (die weissen wohl durch Ausbleichung aus den roten entstanden) — Sandsteine.

Gegen Westen deckt Gehängeschutt und Bergsturzmateriale, gegen Osten und Norden Diluvium das Terrain. Auf die Entstehung des Erdöls am Finner und dessen Alter soll später bei Besprechung der Tektonik eingegangen werden. Hier soll nur über die Geschichte des Vorkommens und die Verhältnisse in der Teufe, soweit sie aus den noch vorhandenen Bohrproben¹⁾ zu erkennen sind, sowie über die chemische Beschaffenheit des Quirinusöles gesprochen werden.

Welches Interesse das Tegernseer Erdöl erweckte, ist daraus zu ersehen, dass sich Männer mit Namen von bestem Klang damit befassten. Ich erwähne nur APPIAN, welcher den Fundpunkt in seine Karte aufnahm, AGRICOLA,²⁾ FLUR, KOBELL, GÜMBEL.

In der Literatur findet das Vorkommen nach historischer Richtung hin die umfassendste Erwähnung, zumal es mit der Geschichte des ehemaligen Benediktinerklosters Tegernsee eng verknüpft ist.

Über die Entdeckung des Vorkommens existieren zwei Versionen, welche ich dem Werke des Pfarrers OBERMEIER,³⁾ des besten Kenners der Tegernseer Geschichte entnehme:

¹⁾ Diese Bohrproben, welche zum Teil noch von den in den 80er Jahren stattgefundenen Bohrungen herrühren, wurden von Herrn Dr. BÖTTCHER, Direktor der Aktien-Gesellschaft für Theer- und Erdölindustrie in Pasing bei München, Herrn Prof. Dr. OEBBEKE in zuvorkommendster Weise überlassen und befinden sich jetzt in der geol. Sammlung der K. Techn. Hochschule zu München.

²⁾ Tres sunt fontes bituminosi, et quidem multum in locis orbis terrarum memorabiles, in Germania ad Brunonis vicum, nobile oppidum Saxoniae et ad coenubium Sueviae, cui Degeraeacus nomen est, in Jurassi montis valle, quae ex lepore nomen invenit, Gersedorfi. (Georgii Agricolae liber de natura eorum, quae effluunt ex terra. Basileae, 1546 apud Froben; Liber I, p. 98.) Aliquod est fuluum, cuius coloris fluit ex fonte Sueviae, quae est ad coenubium, cui nomen Degerae lacus. (Ibidem p. 105.)

³⁾ OBERMEIER, Älteste Geschichte und Beschreibung des früheren Benediktinerstiftes Tegernsee. 1888.

Eines Tages, im Jahre 1441 bemerkte ein Konventuale des Klosters, welcher in der noch heute in St. Quirin stehenden Kapelle die Messe gelesen hatte, beim Verlassen des Kirchleins einen schmalen, schillernden Streifen, welcher vom westlichen Ufer des Sees her sich gegen St. Quirin zog. Er fuhr mit dem Mesner hinüber und fand hinter dem Finnerhof auf einer sumpfigen Wiese auf dem Wasser schwimmend das Erdöl. Er berichtete sofort dem Abte KASPAR; das Öl wurde vom Klosterapotheker untersucht und an verschiedenen Kranken des Klosters probiert. Die Wirkung liess nichts zu wünschen übrig. Hierauf machte man auf dieser Wiese eine Art Schacht, welchen man statt der ursprünglichen Zimmerung bald in Mauerung setzte und errichtete darüber die sogenannte Ölkapelle.

Nach einer anderen Version (welche wohl als die wahrscheinlichere bezeichnet werden muss) wurde das Öl durch Kloster Tegernsee'sche Brüder bei Feldarbeiten zuerst entdeckt. In einer alten Klosterhandschrift wird es kurzweg „Panaceo Tegurinum praestantissimum“ genannt.

Noch bis ins vorige Jahrhundert betrieb das Kloster einen schwunghaften Handel mit dem Öl. Aber auch nach Aufhebung desselben ging dies weiter. A. v. SCHADEN¹⁾ erzählt, dass man die Mass Quirinusöl um 4 fl. verkaufte, dass aber auch kleine Gläschen um 6 kr. beim Glaser in Tegernsee zu haben waren, wo man auch um den Preis von 1 kr. eine in Folio gedruckte, dem Anscheine nach sehr alte ausführlich gehaltene Notiz über Ursprung, Wirkung und Gebrauch des sog. „hl. Quirin-Öles“ erhielt. Aus dieser sonderbaren Beschreibung seien im Folgenden der Kuriosität halber ein paar Zeilen wiedergegeben: „Dieses wunderbare Öl fließt nicht weit von dem See jenseits des am (östlichen) Ufer stehenden St. Quirinusbrunnkirchleins (in dessen Mitte der unter dem Wagen, wo der Leib des heiligen Märtyrers im Jahre 752 von Rom übersetzt worden, zu Nachts entsprungene, nicht minder heilsame Wasserbrunn noch zu sehen ist), aus der Erde auf einer kleinen Wasserquell hervor. Die erste Erfindung geschah um das Jahr 1430 unter dem frommen und gottseligen Abt KASPAR. Es ergoss sich nämlich dieses Öl bei der Urquell durch ein kleines Gräblein mit dem herabfließenden Wasser in den See, und floss in einer geraden und glänzenden Strass gemeldetem Kirchlein als gleichsam ihrem Urheber, dem heiligen Quirino zu; absonderlich, da die über 300 Jahr gemachten Kuren die Kräfte eines pur natürlichen Petrolei weit übersteigen. Über die Urquell wurde ein Behältniss gebaut, wo es noch beständig fließt und andächtig gesammelt wird.

„Die wunderbarliche Kraft dieses Öls wurde gleich Anfangs in Heilung der Lahmen und Gichtbrüchigen, besonders aber der durch Feuer Beschädigten an den Tag gelegt. Mit der Zeit hat man erfahren, dass es auch in folgenden Umständen nicht so fast aus ihrer natürlichen Kraft (indem es wegen ihrer Tröckne durchdringet, resolvieret und verzehret) als absonderlich aus einem kräftigen Vertrauen auf Gott und den heiligen Quirin geholfen hat und zwar“: Nun folgt eine erschöpfende Zusammenstellung aller erdenklichen Krankheiten.²⁾

Als dann die Chemie nachwies, dass das Quirinusöl nur ein Rohpetroleum sei, da verlor sich allmählich seine Bedeutung als heilkräftiges Mittel.

¹⁾ A. v. SCHADEN, Neueste Beschreibung des Tegern- und Schliersees. München 1832.

²⁾ GRAF empfahl es übrigens in der Münchener Cholerazeit statt des Cajepütöls zur medizinischen Anwendung.

Die weitere Geschichte der Ölgewinnung ist kurz noch folgende: Die Bergwerksverwaltung¹⁾ suchte 1838 durch Anlage von Stollen und Schächten dem Ursprung der Erdölquelle näher zu kommen und den Zufluss zu verstärken, ohne jedoch grössere Quantitäten zu erschliessen. Man konnte auch jetzt nicht mehr als jährlich 800 l gewinnen. 1840 mussten die Versuche wegen zu starken Auftretens von Grubengas aufgegeben werden.

Für die Geschichte der Arbeiten bis zum Jahre 1886 macht GÜMBEL sehr interessante Mitteilungen im I. Band der Geognostischen Jahreshefte, welche hier nicht weiter wiedergegeben werden sollen. Durch seine Veröffentlichungen lenkte er die Aufmerksamkeit weiterer Kreise auf dieses Vorkommen. Bohrungen fanden statt auf dem ursprünglichen Fundort und am Seeufer; zuletzt in den Jahren 1898 und 1899.

Das Öl ist von schmutziggrüner Farbe im auffallenden, eisenchloridroter im durchfallenden Licht. Der Geruch ist durchdringend und aromatisch. Dabei ist das Öl sehr leicht entzündbar, was schon in der Klosterzeit öfter einen kleinen Waldbrand veranlasste. GÜMBEL erwähnt, dass man im See in der Nähe des Ufers Gasblasen und Ölspuren bemerken könne. Seit den Bohrungen und dem regelmässigen Pumpbetrieb ist dies jedoch, wie mir Herr Gutsverwalter MAIER versicherte, nicht mehr wahrzunehmen. Endlich ist noch darauf hinzuweisen, dass mit zunehmender Lufttemperatur der Ölzufluss zunimmt, eine Erscheinung, welche bereits FLURL²⁾ angibt.

Analysen wurden vielfach aufgestellt.

Nach FR. v. KOBELL³⁾ enthält das Öl (sp. Gew. = 0,835):

1. Bergnaphta.
2. Ein flüssiges Öl, welches schon bei 5° R. ein Stearopten ausscheidet. Es wird durch Behandlung mit Schwefelsäure und Salpeter zu Quellsalzsäure zersetzt.
3. Eine harzartige Substanz.
4. Paraffin, übereinkommend mit dem Theer- und Wachsparaffin.

Dieses Paraffin enthält nach BUCHNER:

$$\begin{array}{r} 86,40 \text{ C} \\ 14,83 \text{ H} \\ \hline 101,23 \end{array} \quad \text{Zum Vergleich:}$$

Theerparaffin nach GAY LUSSAC:

$$\begin{array}{r} 85,22 \text{ C} \\ 14,98 \text{ H} \\ \hline 100,20 \end{array}$$

Wachsparaffin nach ERTLING:

$$\begin{array}{r} \text{C: } 85,1942 - 85,5746 \\ \text{H: } 14,9398 - 14,8949 \\ \hline 100,1341 - 100,4695 \end{array}$$

Nach BUCHNERS⁴⁾ chemischer Analyse sind die Bestandteile des Quirinusöls: eigentliche ungefärbte Bergnaphta, dann eine weisse fettige Substanz, welche viele

¹⁾ Nach GÜMBELS Aufsatz in der Allgem. Ztg. 1886, Nr. 44.

²⁾ M. FLURL, Beschreibung der Gebirge von Bayern und der oberen Pfalz. 1792.

³⁾ Abh. d. K. Akad. d. Wissensch. 1837, S. 141.

⁴⁾ A. v. SCHADEN a. a. O.

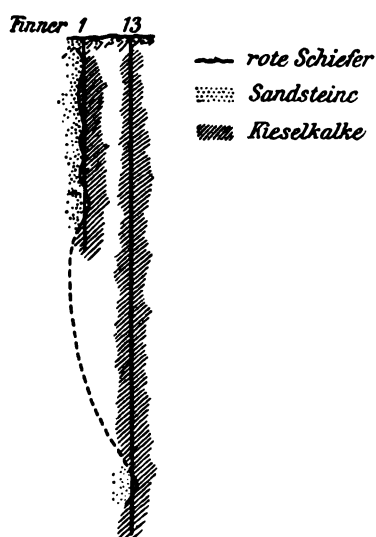
Bemerkenswert ist, dass KARST und LAGER den Mangel jeglichen Schwefels im Tegernseer Petroleum konstatierten.¹⁾

Über die älteren Bohrungen und Schurfversuche ist in der Gegend selbst nichts mehr zu erheben. In der Literatur ist allerdings einiges angedeutet, jedoch ohne auch nur irgend welche brauchbare Anhaltspunkte zu geben.

KOBELL gibt folgendes Profil an²⁾:

1. Dammerde und fruchtbarer mergeliger Boden (1—1,5 Fuss mächtig).
2. Tonige Mergel und Torf ohne alle Spuren von Erdöl (2—3 Fuss).
3. Grobe durch Mergel verbundene Geschiebe, meistens Kalk, ziemlich Erdölhaltig (4—6 Fuss).
4. Sand, zum Teil mit Mergel gemengt, sehr reich an Erdöl (3—5 Fuss).

STRIPPELMANN³⁾ gibt von den Resultaten der Schurfversuche an, dass das Gebirge „vorzugsweise aus grauem Sandstein und grauem Mergelschiefer“ bestand. Die 1839/40—1873 erzielte Ausbeute an Erdöl betrug 8294 l oder 259 l pro Jahr.



Figur 2.

Durch das Entgegenkommen des Herrn Prof. OEBBEKE war es mir möglich, die Bohrproben von den in den achtziger Jahren und 1898/99 angestellten Bohrungen einsehen zu können.

Man hat diese Bohrungen⁴⁾ auf einen kleinen Raum von etwa 0,02 qkm scheinbar ziemlich planlos abgestossen. So sehr man dies vom technischen Standpunkt aus verurteilen muss, da Bohrungen, welche sich über ein grösseres Gebiet erstreckten, mehr Wahrscheinlichkeiten für günstige Resultate boten, und auch für die Geologie des Flysches sicher viel Wichtiges ergeben hätten, so kann der Geologe den Unternehmern doch recht dankbar sein. Eine Menge Materials für die Beurteilung der Tektonik des Flysches am Finner ist immerhin aus diesen Bohrungen zu entnehmen.

Die Bohrproben bestehen meist aus Kieselkalken und den damit verbundenen Schiefeln, in ein paar Fällen aus Sandsteinen.

In Bohrloch 1 scheinen die Schichten auf dem Kopf zu stehen; die Lettenschicht, die roten Schiefer wechseln ab mit Kieselkalken in Teufen von 6,8—8,0; 20,50; 31,60 und 35,55 m; bei 41,60 m tritt Sandstein auf, der aber sogleich wieder verschwindet. Da nun die roten Schiefer nur einen einzigen Streifen bilden, kann nur eine auf dem Kopf stehende gefaltete Schicht angenommen werden. Ausserdem sind die roten Schiefer in den Bohrproben nur noch in Bohrloch 13 in der Teufe 405—415 m anzutreffen. Nach den Bohrjournalen wurden sie gefunden in Bohrloch 1 in Teufen von: 20,05; 20,55; 30,30; 33,14;

¹⁾ DINGLERS polytechn. Journal 284 S. 69 ff.

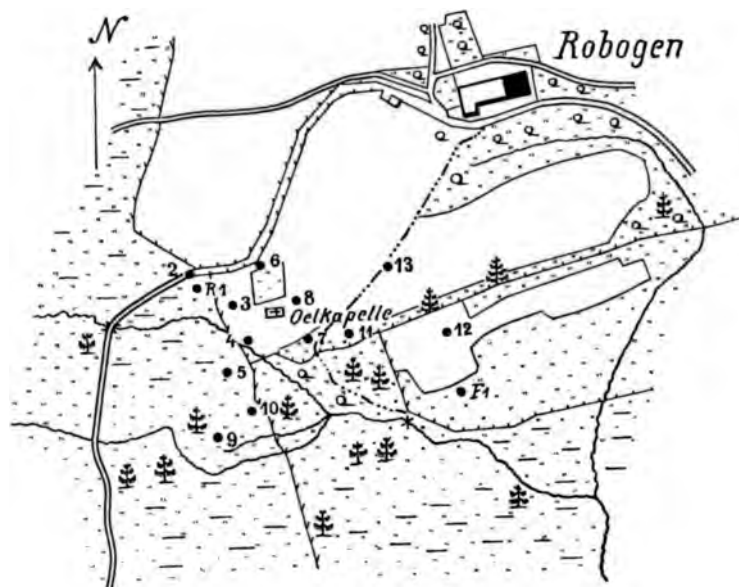
²⁾ Abhandl. der K. Akademie der Wissensch. 1837, S. 141.

³⁾ Die Petroleumfundpunkte in den Vorbergen der bayrischen Alpen auf der West- und Ostseite des Tegernsees; Berg- und Hüttenmännische Zeitung 1881.

⁴⁾ 13 an der Zahl ohne die schon früher abgeteuften Schächte.

36,17 m; in Bohrloch 12 bei 136—138, 156 und 174 und in Bohrloch 13 bei 408,95—411,65; 413,30—413,85 und 566 m.

Nach der Lage der Bohrlöcher kann dieses Vorkommen von roten Schiefen in den genannten Bohrlöchern einerseits und andererseits das Fehlen derselben in den übrigen Bohrlöchern, wenn die Proben richtig entnommen wurden, nur in einer Querverwerfung erklärt werden. Die auf die roten Schiefer folgenden Sandsteine wurden in Bohrloch 1 bei 41,6 m, in Bohrloch 13 bei 415—422 m angetroffen.



Figur 3.
Planskizze des Bohrterrains (1 : 5000).

In allen anderen Bohrlöchern fanden sich nur Kieselkalke mit Schiefen.

Öl wurde erbohrt in:

Bohrloch	Teufe in Metern
1	28,30 und 42,40
3	13,50 „ 89,05
4	40,00 „ 58,00
6	61,50 „ 71,60
7	54,25 „ 115,00
10	81,00
13	95,65 ¹⁾

Nach den Verhältnissen am Finnerbach und am Holzer Berg fallen die Schichten ziemlich steil nach Süden ein.

Antiklinalen im HÜFER'schen Sinn sind nicht vorhanden. Zudem erscheint es schwer denkbar, die oben angegebenen Ölfunde in Horizonte zu bringen.

Die im Finnerbach auftretenden roten Schiefer lassen sich bis zu dem SO der Bohrungen gelegenen Brückchen verfolgen. Dann sind sie nicht mehr weiter anzutreffen.

¹⁾ Diese Bohrung erreichte eine Teufe von 600 m.

GÜMBEL¹⁾ erwähnt, dass man im Bohrschacht Robogen 1 zunächst dem Kapellengebäude schon bei 16 m Teufe „ein rotes, graues und weisses, dichtes flasrig schiefriges Kalkgestein“ gefunden habe, „welches seinem petrographischen Verhalten nach den Juraptychenschichten zugezählt werden muss“. GÜMBEL sagt dann weiter, dass dieses Gestein zu Tage ausgehend nicht zu beobachten sei und in der Tiefe eine ähnliche klippenartige Hervorragung mitten im Flysch zu bilden scheine, „wie wir derartige in den Allgäuer Alpen mehrere kennen“. Was GÜMBEL hierbei im Auge hatte, entzieht sich jeglicher Kenntnis, da weder in den Bohrproben aus dem angegebenen Bohrloch, bzw. Schacht, noch aus den in nächster Nähe davon abgestossenen Bohrlöchern derartiges zu finden ist.

Fasst man das Resultat der Bohrungen kurz zusammen, so bietet sich folgendes Bild:

1. Die Ölfunde lagen nur in einem Fall tiefer als 100 m.
2. In grösseren Teufen fand sich keinerlei Ölvorkommen mehr.
3. Bei 600 m war das Liegende des Flysches noch nicht erbohrt.
4. Das Öl wurde nur im Kieselkalkkomplex angetroffen.

Bemerkenswert ist noch, dass in den ausgebleichten Schiefem im Finnerbach Foraminiferenfragmente, wenn auch in geringer Menge vorkommen.

Südlich von dem besprochenen Erdölfundpunkt treten Sandsteine in massigen Bänken auf (Einf. 60° nach 173° S), teils feinkörnig, im grossen Ganzen jedoch sich dem Konglomerat nähernd. Die Klufflächen sind glatt, so dass sie leicht über das wahre Einfallen hinwegtäuschen. Der am Hügel bei der Breitenbachsäge anstehende Sandstein ist als östliche Fortsetzung dieses Zuges zu erachten.²⁾ Sehr schöne konglomeratische Ausbildung findet sich am Breitenbachunterlauf zwischen dem Steinbruch und der Einmündung des vom Auer Eck kommenden Rinnsals. Hier erfolgt der Anschluss an die Kieselkalke. Infolge der Schuttüberdeckung lässt sich die Stelle nicht genau bezeichnen, jedoch deutet die Anreicherung an roten Schiefem im Kies darauf hin. Die Kieselkalke sind bis zum See hinunter zu finden; schön aufgeschlossen sind sie im Einschnitt des Auerbaches westlich der Strasse Kaltenbrunn—Wiessee und am Hügel in der Ebene bei Ambach. Einfallen und Streichen bleiben im grossen Ganzen gleich (Einf. 60—80° nach Süden). Es darf nicht unerwähnt bleiben, dass auch an genannten Hügeln, sowie im Keller des Gasthofs zur „Post“ zu Wiessee Erdölpuren bemerkt worden sein sollen.³⁾

Am Grat des Auerecks und Semmelberges erfolgt dann wieder das Auftreten der Sandsteine, welche in dieser Gegend am konglomeratartigsten ausgebildet sind. Sie begleiten den Zeiselbach bis nach dessen Krümmung nach Süden. In der östlichen Fortsetzung dieses Zuges geht ein Ausläufer bis an die Strasse Wiessee—Abwinkel, wo zwei Steinbrüche darauf betrieben werden. Das Einfallen wurde zu 50° nach 180° S ermittelt. (An der Prinzenruhe ergab sich ein Einfallen von 25° nach 220° SW).

Bei der besprochenen Krümmung des Zeiselbaches nach Süden stellen sich nun die roten Schiefer wieder ein und sind auch an dem Wege, welcher unter dem Tennenmoos hinführt, zu finden.

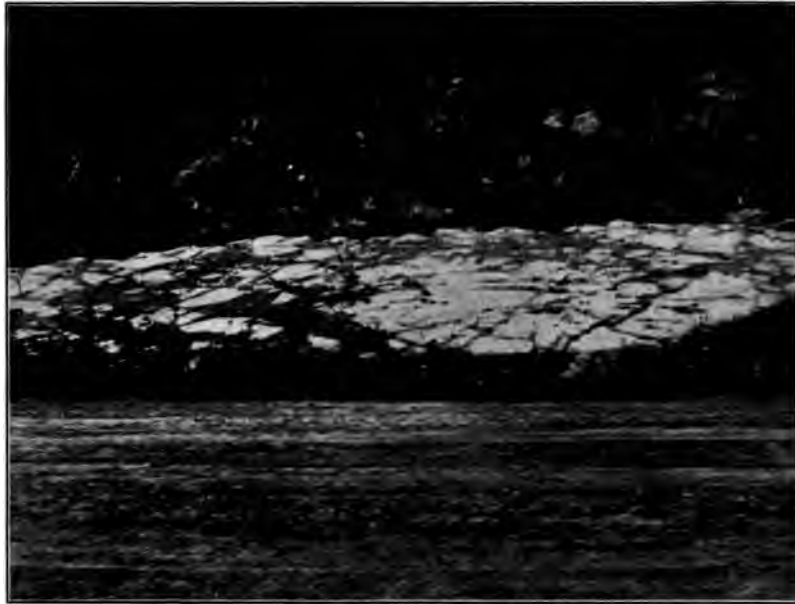
Hier erfolgt dann wieder der Anschluss an die Kieselkalke, welche den Zwergel- und Söllberg bis zur Waxelmoosaln bilden (Kieselkalke am Huder 55°

¹⁾ Geogn. Jahreshefte, Bd. 1.

²⁾ Am südlichen Teil genannten Hügels treten bereits Kieselkalke auf.

³⁾ Nach gütiger Mitteilung des Herrn Professors OEBBEKE.

der Strasse Gmund-Tegernsee beim Angermann durch die Bahn aufgedeckt¹⁾ und allerdings leider auch durchschnitten worden. Zwischen dem Angermannhügel



Figur 5.
Der Gletscherschliff am Angermannhügel (nördl. Teil).

und St. Quirin breitet sich das Diluvium wieder etwas weiter gegen Osten zu aus und verliert sich bald hinter der Kapelle. Ein weiteres Hervortreten findet erst



Figur 6.
Der Gletscherschliff am Angermannhügel (südl. Teil).

in Tegernsee beim Sengerschloss statt, wo eine geringmächtige Schotterüberlagerung vorhanden ist. Dann tritt wieder eine Verbreiterung ein, welche sich am Fuss

¹⁾ L. v. AMMON, Der Gletscherschliff am Tegernsee (Geognost. Jahreshefte, 16. Jahrg., 1903).

des Gross-Tegernseerberges gegen Gschwänd zu hinzieht, am andern Ufer des Aalbaches den Klein-Tegernseerberg bildet und am Pfliegeleck bis hinauf zum Grat zu finden ist. Die diluviale Zone legt sich dann um das Pfliegeleck vom Pfliegelhof abwärts an, bildet die Landzunge bei Leeberg und zieht sich rechts vom Süßbach aufwärts bis zu den Hängen des Leebergs hin.¹⁾

Der Flysch.

Es möge dieser Abschnitt mit einer Äusserung GÜMBELS²⁾ eingeleitet werden: „So vielfaches Interesse die Tegernsee-Tölzer Vorberge boten, so wenig vermögen die bewaldeten Flyschvorberge der Gindelalpe und der Kreuzbergalpe zu besonderen Bemerkungen Veranlassung zu geben. Einförmig in der Art aller Flyschgebilde zieht das Gestein, das im Orte Tegernsee selbst ansteht, (Einfallen in Stunde 7 mit 55° SO.) und in Form sandiger Schichten in einem Bruche bei der Quirinus-kapelle gewonnen wird (Einfallen in St. 11 1/2 mit 55° S.), zu der kuppigen Höhe, auf welcher inmitten dichten Waldes die Weidflächen der Gindelalpe und Kreuzbergalpe ausgelichtet sind. Rotgefärbte Schichten kann man am Steige zwischen beiden Alpen entblösst in ziemlicher Mächtigkeit anstehen sehen.“ Diese Bemerkung GÜMBELS zeichnet die geographischen Verhältnisse der Flyschberge am Ostufer in erwünschter Kürze. In geologischer Hinsicht kann sie allerdings nicht unwidersprochen bleiben. Wenn auch zugegeben werden muss, dass die Zone zwischen Tegern- und Schliersee „einförmig in der Art aller Flyschgebilde“ ist, so darf doch nicht mit GÜMBEL gesagt werden, dass der Flysch hier wenig Anlass zu Bemerkungen gebe. Er ist vielmehr in Bezug auf Tektonik von der grössten Wichtigkeit.

Der Flysch erscheint auf dem östlichen Ufer mehr zusammengestaucht und auch weniger oft gefaltet als auf dem Westufer. Als besonderes Charakteristikum muss die Menge alter Mure bezeichnet werden, welche gerade nach der Schlierseer Seite zu auftreten. Der Schichtenwechsel zwischen Kieselkalken und Sandsteinen vollzieht sich nicht häufig, was zur Folge hat, dass die Neureut fast vollständig aus Kieselkalken besteht. Dieser Kieselkalkkomplex möge als „Neureutzug“ bezeichnet werden.

Der besseren Übersichtlichkeit halber soll im Folgenden der Neureutzug in zwei Abteilungen besprochen werden, und zwar in der Weise, dass zunächst die westliche Hälfte vom See bis zum Aalbach, dann die östliche vom Aalbach bis zum Breitenbach zur Besprechung gelangt.

An den Neureutzug legt sich nach Norden zu eine Sandsteinzone an, welche zum Teil schieferführend ist.

Zwischen dem Sandstein und den Kieselkalken des Neureutzuges liegen die roten Schiefer, welche sehr schön unterhalb des Unterkunftshauses zu sehen sind.³⁾

¹⁾ Hinsichtlich der Ausbildung des Diluviums im Tegernseer Gebiete und der richtigen Auffassung seiner einzelnen Glieder sei vor allem auf die vorzügliche Darstellung von PENCK hingewiesen (PENCK und BRÜCKNER, Die Alpen im Eiszeitalter, Gekrönte Preisschrift, Lief. 2, S. 169—174). Hier, für die vorliegende Abhandlung, lag es nicht im Plane, auf die Quartärbildungen näher einzugehen.

²⁾ GÜMBEL, geogn. Beschr. d. bayr. Alpengebirges. S. 637.

³⁾ Ein Profil nördlich des Unterkunftshauses stellt sich von unten nach oben folgendermassen dar:

Sandstein, Schiefer 5 cm, Sandstein 40 cm, Schiefer 200 cm (grün und grau mit Pflanzenüberresten neben Fukoiden), aufschlusslos 200 cm, Sandstein 300 cm.

Dann folgen rote und schwarze Schiefer, pechschwarze Kieselkalke, Macigno, ferner rauhoberflächige Kieselkalke mit Lagerungsfaltung.

Circa 200 m westlich schneiden sie an einer Verwerfung ab. Als schöne Aufschlüsse in dieser Zone dürfen der Steinbruch südlich der Quirinkapelle nächst der Strasse und der Nordhang der Neureut bezeichnet werden, Der Sandstein erscheint hier in mittelkörniger Ausbildung; Fliesswülste sind nicht selten.

Den südlichen Abschluss des Neureutzuges bilden ebenfalls wieder Sandsteine. Der Anschluss an die Kieselkalke erfolgt an der bekannten Grenzzone der roten Schiefer. Die Ausdehnung dieses Sandsteinzuges ist nicht bedeutend und beschränkt sich lediglich auf den Unterlauf des Aalbaches. Bei der Abzweigung des über die Schiessstätte führenden Weges vom Prinzenweg sind zwei Steinbrüche, von welchen besonders der westlich gelegene (Fig. 7) ein schönes Profil zeigt. (Einf. 55° nach 180° S.)

Dieses stellt sich folgendermassen dar:

Unten			
Sandsteine	95 cm	Schiefer	15 cm
Schiefer	20 „ kohlig	Sandstein	25 „
Sandstein	45 „	Schiefer	120 „ kohlig
Schiefer	20 „ „	Sandstein	65 „
Sandstein	190 „	Schiefer	70 „
Schiefer	10 „	Sandstein	250 „
Sandstein	85 „	Schiefer	15 „
Schiefer	10 „	Sandstein	
Sandstein	20 „	Oben . .	

Dieser Steinbruch bietet viele Ähnlichkeit mit dem Steinbruch hinter Frais. Die Sandsteine sind meist feinkörnig-tonig. Pflanzenreste finden sich darin in grosser Menge, scheinen jedoch nach ihrer Einlagerung und schlechten Erhaltung zu schliessen, aus eingeschwemmtem Material zu bestehen. Die einzelnen Fragmente erwiesen sich nicht als bestimmbar. Ein Harzstück, welches im Gestein aus dem gleichen Steinbruch gefunden wurde, dürfte ebenfalls eingeschwemmt sein. Ausserdem finden sich in besagtem Bruch Fukoiden und im Schiefer gut erhaltene Foraminiferen. Der weiter östlich gelegene Steinbruch gibt zu besonderen Bemerkungen keinen Anlass; es möge nur das Vorkommen von Hieroglyphen darin erwähnt werden. Gleich hinter den erwähnten Brüchen schneidet die Sandsteinzone an einer Verwerfung ab. Die nord-südliche Ausdehnung derselben erfolgt nur vom Grün bis etwas oberhalb des über die Schiessstätte führenden Weges südlich des Aalbachs.

Nun soll der Neureutzug selbst vom Tegernsee bis zum Aalbachoberlauf besprochen werden.

Die Kieselkalkzone erscheint am See am meisten eingeschnürt. Im Norden legt sich der Flyschsandstein bis südlich des Steinbruches bei St. Quirin an, während im Süden kaum eine grössere Ausdehnung als bis zum Aalbach angenommen werden darf. Die nördliche Grenze ist in ca. 1100 m Höhe an einer Querverwerfung zurückgeschoben. Eine weitere Verschiebung erfolgte unterhalb des Unterkunftshauses: die Sandsteine schneiden hier vollständig ab, während sich die Kieselkalke bis zum Fuss des Öder- und Schusskogels herunterziehen, wo sie an die cretacischen Schichten anschliessen. Ob bei diesem Anschluss eine konkordante Überlagerung oder eine Längsverwerfung vorliegt, lässt sich infolge der Überdeckung nicht entscheiden.

Im Süden tritt eine Verbreiterung des Kieselkalkzuges nach der Verwerfung hinter den bereits besprochenen Steinbrüchen ein.

Schöne Aufschlüsse sind nur in geringer Menge vorhanden. Am Nordhang der Neureut, bezw. des Ostinerberges ist Anstehendes nur an der Angrenzung an den Sandstein schön zu sehen.

Auch der Schussbach legt in seinem Oberlauf die Kieselkalke frei mit flachem südlichem Einfallen. Fukoiden kommen hier häufig vor. Die besten Aufschlüsse an der Neureut sind wohl am Westhang anzutreffen, da sie hier durch den Eisenbahneinschnitt blossgelegt sind. In glasiger Ausbildung stehen sie hinter der Lindemann'schen Villa an. (Einfallen 58° nach 169° SSO.) Sehr schön ist der Aufschluss am Bahnhof (s. Fig. 8). Die Kieselkalke, welche wieder einen mittelkörnigen Habitus angenommen haben, zeigen sich hier in schönen Bänken mit Schieferzwischenlagerung ausgebildet. (Einfallen 41° nach 160° SSO.) Hier, wie hinter der Lindemann'schen Villa sind Fukoiden zahlreich zu finden. Am Verschönerungsweg Tegernsee—Neureut sind die Kieselkalke mehrfach schön angeschnitten, so in der Nähe des Sengerschlosses mit einem Einfallen von 62° nach 175° S. Sie führen allenthalben viel Schiefer. Am Südwesthang wäre zu erwähnen der neue Aufschluss an der Strasse vom Sengerschloss nach dem Westerhof mit einem Einfallen von 71° nach 175° . Der Südhang der Neureut bietet nichts bemerkenswertes. Die Rinnsale ziehen sich zwar bis zum Kamm hinauf, ohne jedoch erwähnenswerte Aufschlüsse zu geben. Als interessant ist nur der Aalbachlauf selbst zu bezeichnen. Die Schichten durchstreichen ihn mit südlichem Einfallen. In der Nähe der Verwerfung am Aalbach wurde ein Einfallen von 55° nach 160° SSO gemessen. Die Kieselkalke streichen nun im gleichen Sinn gegen die Aalbachalm zu. Zwischen dieser Alm und der bereits erwähnten Verwerfung liegt ein bemerkenswertes Vorkommen von Kalksinter. Bei der Aalbachalm tritt eine Einlagerung von Macigno mit Fleckenmergeln auf. Dieses Macignovorkommen ist auch noch im Aalbach nach dessen Laufänderung um 90° gegen Norden zu finden. Der Macigno tritt hier in den verschiedensten Färbungen auf. Es kommen vor: rote, grüne, schwarze und weisse Varietäten. Den Aalbach weiter hinauf finden sich wieder die schieferführenden mittelkörnigen Kieselkalkc.



Figur 7.
Stelubruch am Aalbach.

Das Einfallen derselben

wurde ermittelt zu: 85° nach 165° SSO, 45° nach 145° SO, endlich 70° nach 205° SSW. Ganz oben verflächt sich das Einfallen; hier sind wieder Chondriten zu finden.

Fukoidenführende Schichten, welche noch dem gleichen Kieselkalkzug angehören, stehen dann auch am Wege von der Neureut zur Gindelalm, gleich unterhalb der Gindelalmschneid an. Genannter Weg führt über interessante Aufschlüsse, welche jedoch schon der östlichen Abteilung des Neureutzuges angehören.



Figur 8.
Aufschluss am Bahnhof.

Gleich am Westhang der Gindelalmschneid stehen die roten Schiefer an; nördlich davon sind stark ausgewitterte Sandsteine gelagert. Bei ihrer geringen Mächtigkeit werden die roten Schiefer bei Wegkrümmungen mehrfach durchkreuzt¹⁾. Die eben erwähnte Sandsteinzone zeigt bei der Gindelalm ein Einfallen von 65° nach 190° S. Ihre Ausdehnung ist gering; die Längserstreckung ist von der Gegend oberhalb der Kothalm bis ins Schilchental ca. 100 m unterhalb der Gindelalm zu rechnen. Die Begrenzung erfolgt beiderseitig durch Querverwerfungen. Ebenso ist die Ausdehnung nach der Breite gering, da bereits die nördlichste Hütte der Gindlalm auf Kieselkalken steht und auch die südlich davon gelegene Gindlalm-schneid dem Neureutzug angehört.

Gerade die Gegend um die Gindlalm gibt Veranlassung, auf einen schweren Misstand hinzudeuten, welcher in den Bergen auf der Schliersee-seite besonders stark hervortritt. Es ist dies die Vernachlässigung der Flyschberge hinsichtlich einer rationellen Entwässerung und in deren Gefolge einer entsprechenden Waldwirtschaft. Ausserordentlich leicht verwittern die Flyschgesteine, besonders die

¹⁾ Auf dem Weg von der Gindlalm nach der Kreuzbergalpe treten in der ost-südöstlichen Fortsetzung der erwähnten roten Schiefer mehrere dünne Bänke eines Albereseartigen Kalkes mit sparsamen Fukoiden auf.

Bemerkenswert ist auch das zahlreiche Vorkommen von Fukoiden an dieser Stelle. Es sind vor allem die Arten *Discophorites* und *Halymenites* vertreten.

Nach abwärts ist das ganze Terrain mit Schutt überdeckt, wie auch der Gschwendtnerberg als Schuttdelta zu betrachten ist. Die Schuttbedeckung zieht sich bis gegen Rettenbeck hin, nur einmal, in der Nähe des Eckartkopfes unterbrochen von einem kleinen Anstehen von Flyschsandstein mit den Schiefen (Einf. 75° nach 210° SSW). Beim Rettenbeck steht dann steil aufgerichtete Molasse an. Sonst bietet der Nordhang nichts erwähnenswertes mehr.

Am südlichen Hang des Auer- und Rainerberges sind die Kieselkalke sehr schön im Schilchental zu sehen. Als Einfallen ermittelt sich $60\text{--}80^\circ$ nach 175° S. In diesem einheitlichen Streichen ziehen die Kieselkalke südlich des Schilchentales gegen das Stadeltal.

Am Kreuzberg in der Nähe der unteren Kreuzbergalm treten im Anstehenden Fleckenmergel ähnlich denen des Lias auf. Unter dem Mikroskop lassen sie indes ausser einigen Pyritkrystallen und Durchschnitten durch Chondritenästchen nichts bemerkenswertes erkennen.¹⁾

An der Westseite des Kreuzbergköpfls sind die Kieselkalke bis über den Verschönerungsvereinsweg zu finden. An der Ostseite begleiten sie das Stadeltal bis zur Abzweigung des Weges nach dem Weichtal. Inmitten dieser Umgebung hebt sich der triasische Felsstock des Kreuzbergköpfls wie eine einsame Klippe heraus. Vom Stadeltal bis gegen den Aalbach zu stehen am Prinzenweg Hauptdolomit und Rauhwacke an. In dieser Gegend rücken triasische Bildungen mehr gegen Norden vor. In den Entwässerungsgräben in der Nähe der Soldatenalm erscheinen allenthalben Triasgesteine anstehend.

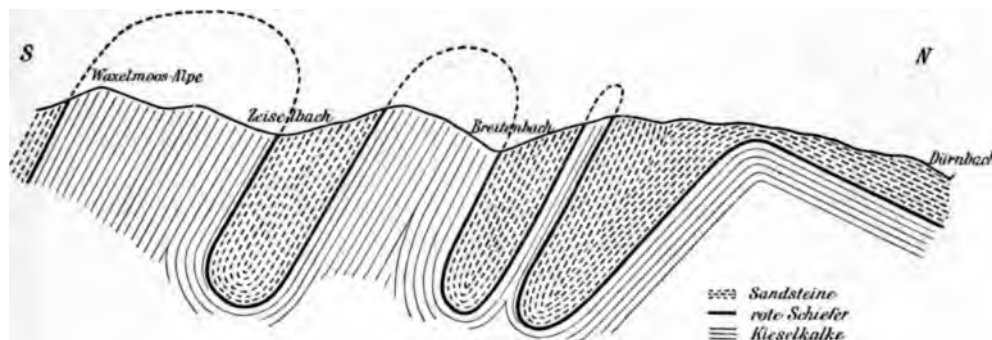
Erst westlich vom Riederstein, am Leeberg und Pfliegeleck sind die Flyschgesteine wieder mehr nach Süden vorgeschoben. Der nördliche Hang des Pfliegelecks besteht aus Kieselkalken von südlichem Einfallen (70° nach 160° SSO). Am südlichen Hang dagegen erscheint ein Einfallen von 28° nach 277° W. Dasselbe Einfallen ist auch am Leeberg zu finden. Dies kann nur mit einer Längsverwerfung, welche am Kamme des Pfliegelecks verläuft, erklärt werden. An der besprochenen Südseite ist in der Nähe der Stelle, wo sich der Weg nach dem Leeberg und der nach dem Pfliegeleck trennen, ein kleines Anstehen roter Schiefer zu bemerken, an welche sich östlich Sandsteine, westlich Kieselkalke anschliessen. Infolge der Überdeckung lässt sich die Ausdehnung des Sandsteinkomplexes nicht weiter verfolgen, indes dürfte dieser bald an einer Querverwerfung sein Ende finden. Über den Kieselkalkzug ist nichts bemerkenswertes zu sagen: es sei nur auf eine schön entblösste lokale Störung bei der Leebergrestauration hingewiesen.

Auch in diesem Teil werden die Kieselkalke südlich von triasischen Gesteinen begrenzt.

¹⁾ Ähnliche Fleckenmergel erwähnt Dr. REIS in seinen „Erläuterungen zu der geologischen Karte der Voralpenzone zwischen Bergen und Teisendorf“. Geogn. Jahresh. 1895 S. 91. Er sagt dort: „Die massenhaften, weichen tonigen Lagen der Ahtaler Sandsteine werden daselbst durch Flyschkalkhornsteine vertreten, zwischen welchen sich die grauen mergeligen Lagen alpiner Facies einschalten; diese haben in unserem Gebiet nicht selten sogar den Fleckenmergelcharakter der Nierentalschichten“; ähnliches wird aus dem Grüntengebiet erwähnt.

Zur Tektonik des Tegernseer Flyschgebietes.

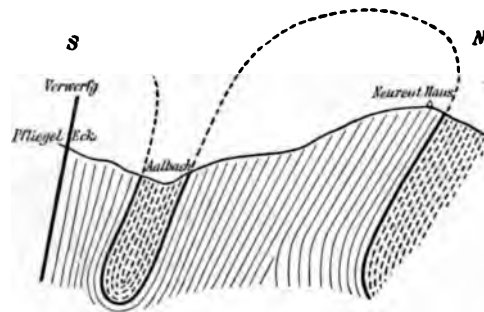
Ein Blick auf die Karte zeigt, dass auf dem Ost- und Westufer des Tegernsees verschiedene Verhältnisse vorliegen. Am Westufer ist eine längere nord-südliche Ausdehnung des Flyschgebietes vorhanden, während dieses am Ostufer mehr zusammengestaucht erscheint. Am Westufer findet ein Überwiegen der Sandsteine, am Ostufer ein Überwiegen der Kieselkalke statt. Am Westufer liegt eine häufigere Wiederholung der Schichten vor, was am Ostufer nicht der Fall ist.



Figur 9.

Profil von der Waxelmoosalpe zum Dürnbach. M. 1 : 50 000.

Von hervorragender Wichtigkeit für die Kenntnis des Aufbaues des Flysches ist der Horizont der roten Schiefer. Diese treten nur an der Grenze zwischen Kieselkalcken und Sandsteinen auf und konnten mit wenigen Ausnahmen (wo infolge der Schuttüberdeckung keine Aufschlüsse zu sehen waren) stets in dieser Region konstatiert werden. Bei einer Mächtigkeit von ca. 2 m lassen sie sich infolge der intensiven Färbung leicht auffinden. Ähnliche Verhältnisse konnten auch, wie mir Herr Professor OEBBEKE mitteilte, in der Gegend zwischen den Bergen am Westufer des Tegernsees und dem Kochelsee beobachtet werden. Auch am Grünten ist das Gleiche der Fall, wie ich aus einer Äusserung des Herrn Dr. REIS entnehme. GÜMBEL erwähnt die roten Schiefer an der in der Einleitung zur Besprechung des Ostufers bereits zitierten Stelle und findet dann auch unter der Kogleralpe die Schichten „auffallend rot gefärbt“.¹⁾



Figur 10.

Profil durch die Neureut. M. 1 : 50 000.

Es erscheint nun nicht wahrscheinlich, dass diese Schiefer und mit ihnen die Sandsteine und Kieselkalke in so regelmässiger Wiederholung abgelagert wurden. Es dürfte wohl das gleiche Verhalten vorliegen, wie es bei den cretaceischen Schiefen auf der Ostseite des Sees der Fall ist. Richtige Sättel mit schön ausgeprägten Antiklinalen scheinen nicht vorhanden, sondern vielmehr die Schichten gebogen und dann auf einander gepresst zu sein. Nur auf diese Art lässt sich das fast stets gleiche Einfallen erklären.

¹⁾ a. a. O. S. 636.

Am Ostufer zeigt sich am Nordhang der Neureut ein flacheres Einfallen, was wohl mit einem schwach überkippten Sattel erklärt werden muss. (Fig. 11.)

Am Steinbruch hinter Frais finden sich die Hieroglyphen nach unten zu gelagert, ein Zeichen, dass keine Überkipfung vorliegt. Kieselkalke sind unter der Sandsteinbedeckung sicher vorhanden: darauf deuten die roten Schiefer hin, welche der Bach beim Steinbruch mitschleppt, und die am Jägerstiegl zutage tretenden Schichten. Hieraus lässt sich das konkordante Überlagertwerden der Kieselkalke durch die Sandsteine ableiten.



Figur 11.

Somit ergibt sich von unten nach oben folgende Reihenfolge der Schichten: Kieselkalke — rote Schiefer — Sandsteine und Breccien.

Bemerkenswert erscheint das Auftreten grosser Konglomerate am Breitenbach und Zeiselbach; auf dem Westufer ist derartiges nicht zu treffen.

Die Frage der Entstehung des Flysches in der beschriebenen Gegend wird am besten die treffliche Arbeit ZUBERS¹⁾ lösen helfen.

Das Einmünden eines grösseren Flusses scheint in der Gegend des Breiten- und Zeiselbaches in der Sandsteinzeit bestanden zu haben, wie aus dem Vorhandensein der mächtigen Konglomerate hervorgehen dürfte. Die Zusammensetzung dieser Konglomerate besteht zumeist in Urgebirgsfelsarten, neben welchen verhältnismässig selten Trümmer aus jüngeren Formationen vorkommen, jedenfalls keine alpinen Gesteine. Es muss demzufolge an einen Einfluss aus dem vindelicischen Kontinent gedacht werden.

Weit geringere Strömungen dürfte die Bildung der Kieselkalke erfordert haben; hierauf deutet das Vorkommen grösserer Glaukonitmengen in ihnen hin. Diese Glaukonitbildung scheint „klares, nahezu schlammfreies, quarzführendes Wasser in nicht tiefen Gebieten zu verlangen.“²⁾ Die schiefrigen Einlagerungen sind Ergebnisse stärkerer Schlammzufuhr, vielleicht im Zusammenhang mit der jeweiligen Jahreszeit, wie wir es vom Nil kennen.

Hier mag noch bemerkt werden, dass der Transport der Bestandteile der Flyschgesteine kaum ein sehr langer war, wie aus der sehr wenig abgerollten, eckigen Form der Quarz- und Kalkspattrümmer in den Gesteinen hervorgeht.

Von der grossen Menge von Sprüngen, welche den Flysch durchsetzen, sollen nur die bedeutendsten ins Auge gefasst werden, die lokalen Störungen dagegen als wenig bedeutend ausser acht bleiben.

Als wichtigster steht an erster Stelle der Tegernseer Hauptsprung. Er ist eine Querverwerfung von nord-südlichem Verlauf und bedingt eine, wenn auch nicht sehr grosse Verschiebung der Gesteinsschichten. Betrachtet man die verschiedene Faltung auf beiden Seeufnern, so folgert sich daraus unbedingt, dass die Verwerfung schon vorhanden war, bevor die Faltung entstand.³⁾ Der Verlauf der Störung selbst muss in den See verlegt werden, welcher ihr ja auch sein Dasein verdankt. Der weitere südliche Verlauf ist wohl ins Weissachtal zu legen, wie ein Blick auf die GUMBEL'sche Karte zeigt.

¹⁾ R. ZUBER, Über die Entstehung des Flysch. Z. f. pr. Geol. 1901. S. 283 ff.

²⁾ O. M. REIS, a. a. O. S. 130.

³⁾ Im gegenteiligen Fall wäre doch anzunehmen, dass auf beiden Ufern die gleiche Zahl der Falten auftreten müsste.

seinem Nordrand bezeugen.“ Die allenthalben in der Nähe des Fanners im See aufsteigenden Gasblasen“ geben den Fingerzeig, um diejenigen Stellen aufzusuchen, wo man mit wahrscheinlich günstigem Erfolge durch eine Tiefbohrung auf die unterirdische ölführende Hauptquelle entweder direkt stossen oder ihr wenigstens so nahe kommen kann, dass dem Öl ein freier unter geringem Druck stehender Ausfluss verschafft wird“.

In seiner geognostischen Beschreibung des Alpengebirges hatte GUMBEL die Ansicht geäußert, dass das Tegernseer Erdöl „den auch hier unter oder neben dem Flysch gelagerten Nummulitenschichten entstamme“, eine Ansicht, welche auch v. DECHEN in seinem Werke „Die nutzbaren Mineralien im deutschen Reiche“ wiedergibt. Weitere Beweise als die möglicherweise vorhandenen Spalten gibt GUMBEL für seine Hauptdolomittheorie allerdings nicht an.

L. STRIPPELMANN¹⁾ meint: „die vielfache Übereinstimmung der Lagerungsverhältnisse mit denen Nord-Westdeutschlands und dem deutschen Reichsland lassen es als wahrscheinlich erscheinen, dass nicht nur die Flyschschichten die ausschliesslichen Träger des Petroleums in den bayrischen Voralpen sind, sondern dass ebenso die untergelagerten Glieder der Kreide- und Juraformation (obere Alpenkalkgruppe) an einer Petroleumführung beteiligt sind, also auch hier in grösseren Teufen eine Zunahme des Petroleumsegens nicht ausgeschlossen ist.“

Endlich kommt noch die Frage in Betracht, ob das Erdöl nicht primär dem Flysch entstammt.

Zur GUMBEL'schen Anschauung ist folgendes zu bemerken: Das Liegende des Flysches am Finner ist noch gar nicht bekannt: die Bohrungen sind nur bis 600 m Teufe betrieben worden und haben keine andere Formation als den Flysch erschlossen. Es kann daher weder für noch gegen die Annahme, dass Hauptdolomit in der Teufe liege, mit Bestimmtheit Stellung genommen werden. Aber selbst wenn dies der Fall ist, kann es doch nicht als erwiesen gelten, dass Öl aus diesen Schichten durch den Tegernseer Hauptsprung empordringt. Haben doch die Bohrlöcher, welche man am See, also da, wo man nach GUMBEL durch die Gasblasen auf die für Tiefbohrungen geeignetsten Stellen hingewiesen wurde, (s. o.) abgestossen hat, nicht die geringsten Erfolge gehabt. Dann drängt sich die Frage auf: Warum findet sich auf dem anderen Ufer, oder an benachbarten Stellen, wo ebenfalls grosse Sprünge vorhanden sind, wie z. B. am Schliersee nicht auch Erdöl? Und doch ist am Schliersee der Gesteinscharakter der gleiche, wie am Tegernsee. Die GUMBEL'sche Mitteilung, dass aus dem bituminösen Schiefer ein ganz ähnliches Produkt, wie das Quirinusöl erzielt worden sei, beweist nichts. Hat doch KRAEMER²⁾ aus Diatomeenwachs ein Rohwachs dargestellt, welches mit dem aus dem Tegernseer Erdöl erzielten Wachs identisch ist, und welches, wie genannter Autor nachweist, als Übergangsprodukt zum Erdöl zu betrachten ist.

Endlich widerspricht der GUMBEL'schen Erklärung die Tatsache, dass sich mit zunehmender Teufe keine Ölsuren mehr zeigten, während doch nach seiner Theorie das Gegenteil hätte eintreten sollen.

¹⁾ L. STRIPPELMANN, die Petroleumfundpunkte in den Vorbergen der bayr. Alpen auf der West- und Ostseite des Tegernsees. Berg- und Hüttenm. Zeitg. 1881.

²⁾ G. KRAEMER, Über d. Diatomeenwachs und dessen Zusammenhang mit d. Erdöl. Ber. d. deutsch. chem. Ges. 1899. XXXII. S. 2940.

Die STRIPPELMANN'sche Anschauung von der Übereinstimmung der Lagerungsverhältnisse mit denen Nord-Westdeutschlands und des Reichslands ist bereits durch Abhandlungen über den geologischen Aufbau dieser Gebiete widerlegt. Somit kommt auch der Schluss des genannten Autors zu Fall.

Endlich bleibt die Möglichkeit zu erwägen, ob der Flysch nicht selbst primär ölführend sei.¹⁾

Aus den früher angegebenen Resultaten der Bohrungen am Finner ist ersichtlich, dass dort die Ölführung mit einer einzigen Ausnahme nicht in grösserer Tiefe als 100 m liegt.

Am Rainerberg²⁾ fand ich Kieselkalke, welche Erdöl in Tropfen ausgeschieden einschlossen, teils mit Bitumen derart durchsetzt waren, dass sie beim Erhitzen einen dicken Rauch mit Petroleumgeruch abgaben. Es muss als ausser Zweifel stehend erachtet werden, dass dieses Vorkommen hier an primärer Stelle ist. Das Öl ist in den wenigsten Fällen an Risse, welche mit Kalkspat ausgefüllt sind, gebunden, sondern in der Form freier Einschlüsse, welche unter starkem Druck stehen, vorhanden. Es ist bemerkenswert, dass es sich beim Zerschlagen der Kieselkalke gleichsam herauspresst. Derartige Einschlüsse können doch kaum als sekundäre, aus tieferen Schichten stammende Vorkommen betrachtet werden. Es liesse sich dann gleich die Frage aufwerfen, warum dann nur in die Flyschschichten Öl eingedrungen sei.

Es wurde bereits das Vorkommen von Erdöl im Flysch am Schliersberg erwähnt.³⁾

Somit darf wohl der Flysch als Erdölträger betrachtet werden. Dass man bisher nicht mehr darin fand, leitet sich davon her, dass nach dieser Richtung keine besonders eingehenden Untersuchungen im bayerischen Flysch durchgeführt wurden.

Bei den im Tegernsee-Schlierseer Gebiet liegenden Fundpunkten kommen als erdölführend nur Kieselkalke in Betracht. Ob das Petroleumgebirge als eine im Flysch ausgebildete feste Zone oder als nestförmiges Vorkommen zu betrachten ist, lässt sich mangels genügender Aufschlüsse nicht entscheiden.

Es erübrigte nun noch auf die Frage der Entstehung des Quirinusöles einzugehen. Da es nicht Zweck der vorliegenden Arbeit ist, die modernen Petroleumentstehungshypothesen und deren Anwendbarkeit auf das Tegernseer Vorkommen vorzuführen, so mögen in folgendem nur einige Vermutungen Platz finden. Dass Fische daran beteiligt waren, dürfte der Natur des Flysches entsprechend sehr in Zweifel gestellt werden. Es bleiben nur die Möglichkeiten: entweder es mit ZUBER (a. a. O.) von feinem pflanzlichem Detritus oder von Foraminiferen oder von beiden gemeinsam oder nach KRAEMER und SPILKER von Diatomeenwachs herzuleiten.

ZUBER'S Anschauung hat sicher recht viel Wahrscheinlichkeit für sich, ebenso die von ihm reproduzierte Darlegung RADZISZEWSKI's⁴⁾; jedoch wird sie für den Flysch im Tegernseer Gebiet nicht gut anwendbar sein.

¹⁾ In der Literatur fehlt übrigens die Angabe nicht, wonach das Vorkommen des Petroleum der Tegernseer Gegend an Flyschschichten gebunden sei, vergl. v. AMMON, Geolog. Überblick der Münchner Gegend in VII. Allgemeiner Deutscher Bergmannstag, München 1898 S. 65.

²⁾ cf. Seite 97.

³⁾ Es ist vielleicht auch kein Zufall, dass das Wasser in einem Brunnen bei Prien, wie mir Herr Prof. OEBBEKE mitteilte, nach Petroleum gerochen haben soll.

⁴⁾ R. ZUBER. kritische Bemerkungen über die modernen Petroleumentstehungshypothesen. Ztschrift. f. prakt. Geol. 1896. S. 84 ff.

Mehr annehmbar erscheint dagegen die Entstehung aus der „Mikrofauna und dem Plankton des Meeres, wobei pelagische Foraminiferen, Radiolarien, Globigerinen, Pteropoden, Diatomeen vor allem in Betracht kommen“.¹⁾

Foraminiferen sind nun, wie aus den früheren Ausführungen hervorgeht, tatsächlich im Flysch des Tegernseer Gebietes festgestellt worden. Ob allerdings die Vertreter dieser Tiergruppe in besonders hervorragender Weise an der Bildung des Erdöls beteiligt waren oder ob auch den Diatomeen ein erheblicher Einfluss zukommt, lässt sich zunächst nicht mit einiger Sicherheit angeben; gleichwohl dürfte den Foraminiferen eine nicht gerade unbedeutende Rolle dabei zuerkannt werden.

¹⁾ ENGLER, Das Petroleum des Rheintals. Verh. d. naturw. Vereins Karlsruhe 14. Bd. (1900 bis 01) S. 106.

Inhalts-Verzeichnis.

	Seite
Wolfram Fink, Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spezieller Berücksichtigung des Erdölvorkommens	77—104
(Mit einer geologischen Karte 1:25 000 und 11 Textfiguren.)	
Vorwort	77
Flyschgesteine	78—81
Das Westufer des Tegernsees	82—91
Das Ostufer des Tegernsees	91—98
Zur Tektonik des Tegernseer Flyschgebietes	99—101
Zum Problem des Tegernseer Erdöls	110—104



Über die sogenannten Steinsalzzüge des Salzstocks von Berchtesgaden.

Von

Dr. Ernst Kohler.

I.

Zuerst in seinen „Nachträgen zu der geognostischen Beschreibung des bayrischen Alpengebirgs“¹⁾ und später auch in seiner „Geologie von Bayern“²⁾ spricht v. GÜMBEL von „Steinsalzzügen“, die er im Salzbergbau Berchtesgadens beobachtete, und gibt von ihnen die Erstreckung, ihr Streichen und Fallen an. Da aber leider in beiden Fällen der von GÜMBEL erst geprägte Begriff dieser Steinsalzzüge nicht präzisiert ist, und in der „Geologie von Bayern“ statt dessen nur ein wenig gut gezeichnetes Profil vom Salzbergbau gegeben ist, so wurde in der Folge dieser vom geologischen wie vom bergmännischen Standpunkt aus sehr interessanten Erscheinung wenig Beachtung zuteil, oder es wurde ihre Existenz ganz negiert, sofern diese „Züge“ nach der bildlichen Darstellung und der Bezeichnung als „Lager“ als flötzartige Bildungen aufgefasst wurden.

In den folgenden Zeilen soll nun eine kurze Schilderung und Deutung dieses Phänomens versucht werden.

Bekanntlich unterschied GÜMBEL im salzführenden Gebirg Berchtesgadens³⁾ primäres und regeneriertes Salzgebirge und teilte es zusammen weiter unter in

1. Kerngebirge oder Kernstrich, massig ausgeschiedenes Steinsalz;
2. tonblättriges Gebirge mit vorherrschendem Steinsalzgehalt und untergeordneter Tonbeimengung;
3. eigentliches Haselgebirge, bei welchem zwischen Tonlagen Streifen von Steinsalz in reichlicher Menge durchziehen;
4. tonschiefriges Gebirge, bei welchem in den vorherrschenden Tonmassen nur einzelne Steinsalzpartien liegen.

Nach meinen Beobachtungen nun dürften die beiden erstgenannten Gruppen zusammen das Substrat der noch näher zu erläuternden Steinsalzzüge darstellen,

¹⁾ Geogn. Jahresh. 1. J. 1888 S. 182.

²⁾ II. Bd. Cassel 1894 S. 256.

³⁾ Geogn. Beschr. d. bayr. Alpengebirgs 1861 S. 170.

während die zwei letzten unter sich nicht scharf geschieden werden können und daher als „Haselgebirge“ zusammenzufassen sind.

Das Haselgebirge stellt sich nun in den tieferen Teilen des Salzstocks von Berchtesgaden, dessen Umgrenzung in der hier vorzugsweise in Betracht kommenden Ferdinandbergetage etwa die Gestalt eines T besitzt, als ein lichtgraues Gemenge von scharfkantigen und gerundeten Brocken, Knollen und Putzen von sog. Salzton, besser Salzmergel, dar mit Steinsalz in verschiedenen Farben und Formen und mit Anhydrit untermischt. Dieses gänzlich ungeschichtete, keinerlei bestimmte Richtung und Sonderung aufweisende Material wird an gewissen Stellen durch unvollkommen geschieferte, glänzende und mit Salzplättchen durchschossene Mergel vertreten, die bei ihrer Loslösung aus dem Gesteinsverband in flach kuchenförmige Fasern zerfallen und so schon auf ihre Entstehung aus den Knollen des Haselgebirges s. str. durch Auswalzung hinweisen, überdies durch Übergänge mit diesem verbunden sind (Kurfürst Maximilian-Sinkwerk).

Betrachtet man die Salzführung des knolligen Haselgebirges näher, so zeigt sich folgendes Verhalten. Die Mergelknollen besitzen meist einen vollkommenen Blätterdurchgang und auf diesen Absonderungsflächen, — die übrigens jeder rezente Tonschlamm beim Austrocknen aufweist, — haben sich dünne, mattweisse, körnige Lamellen von Steinsalz angesiedelt. Diese Knollen sind nun sehr häufig quer durchbrochen und die Bruchflächen sind mit derbem, farbigem oder auch schmutzig weissem Steinsalz ausgeheilt, das auch die Knollen meist mehr oder minder vollkommen einhüllt. Aber auch diese Steinsalzgänge en miniature in den Knollen werden oft noch von einer dritten Generation von Salz durchschnitten, nämlich von Fasersalz. In letzterem Fall kann man aber von keiner „Ausheilung“ sprechen; denn das Fasersalz bewirkt keine so innige Verbindung der beiden Knollenhälften als das derbe Salz, sondern die quer zu den glatten „Salbändern“ der Knollenhälften verlaufenden Salzfasern sitzen nur lose auf. Zu erwähnen ist noch das Auftreten der sog. verzogenen Steinsalzwürfel in den Knollen, welche meist eine rötliche Färbung besitzen.

Diese Altersreihenfolge ist unbedingt; wenigstens ist mir keine Ausnahme bekannt geworden.

Der Anhydrit tritt in diesem Haselgebirge in Knauern, Platten und grossen, unregelmässig, zum Teil scharfkantig umgrenzten Blöcken auf.

In den höheren Etagen des Bergbaus, Petersberg und Kronprinzessin Marienstollen, überwiegt eine andere Ausbildung des Gebirges, die GÜMBEL als „regeneriertes“ Gebirge bezeichnet und durch „wirre Lagerung der Massen, die es ausmachen“, durch das „Fehlen eines anhaltend konstanten Streichens und Fallens der Schichten“ und durch das „Vorherrschen des Gipses vor dem Anhydrite“, ¹⁾ später noch durch den Einschluss abgesunkener fremder Gesteinsblöcke und durch grünlichgraue Färbung²⁾ charakterisierte.

Sicher besteht ein Unterschied jener oberen Partie von dem vorhin geschilderten Haselgebirge. Allein wirre Lagerung der Massen und Fehlen konstanten Streichens und Fallens kommt diesem wie jenem, soweit es sich um das eigentliche Haselgebirge handelt, gleichermassen zu; das Vorherrschen des Gipses vor dem Anhydrite ist nicht nachweisbar, im Gegenteil überwiegt weit der Anhydrit auch in

¹⁾ Alpengeb. S. 168.

²⁾ Geol. von Bayern S. 257.

Betrachtet man jedoch einen Sinkwerkshimmel, eine horizontale Fläche von durchschnittlich etwa 5000 qm Inhalt, so macht sich doch eine unlängbare Gleichsinnigkeit der Erstreckung bemerkbar. Wenn auch das Steinsalzband, — als ein solches zeichnet es sich an dem horizontalen Werkshimmel ab — hier einen weit geschwungenen Bogen macht und dort eine Falte, hier eine Apophyse aussendet und dort zu einer unförmlichen Masse anschwillt, so hat es doch ein General-



Figur 2.
Himmel des Hildegardsinkwerks (Kernstriche im regenerierten Gebirge).

streichen, das sich allerdings besser mit Schnur und Hängekompass, als mit dem Geologenkompass, der zum Anlegen an eine kleine Fläche dient, ermitteln lässt.

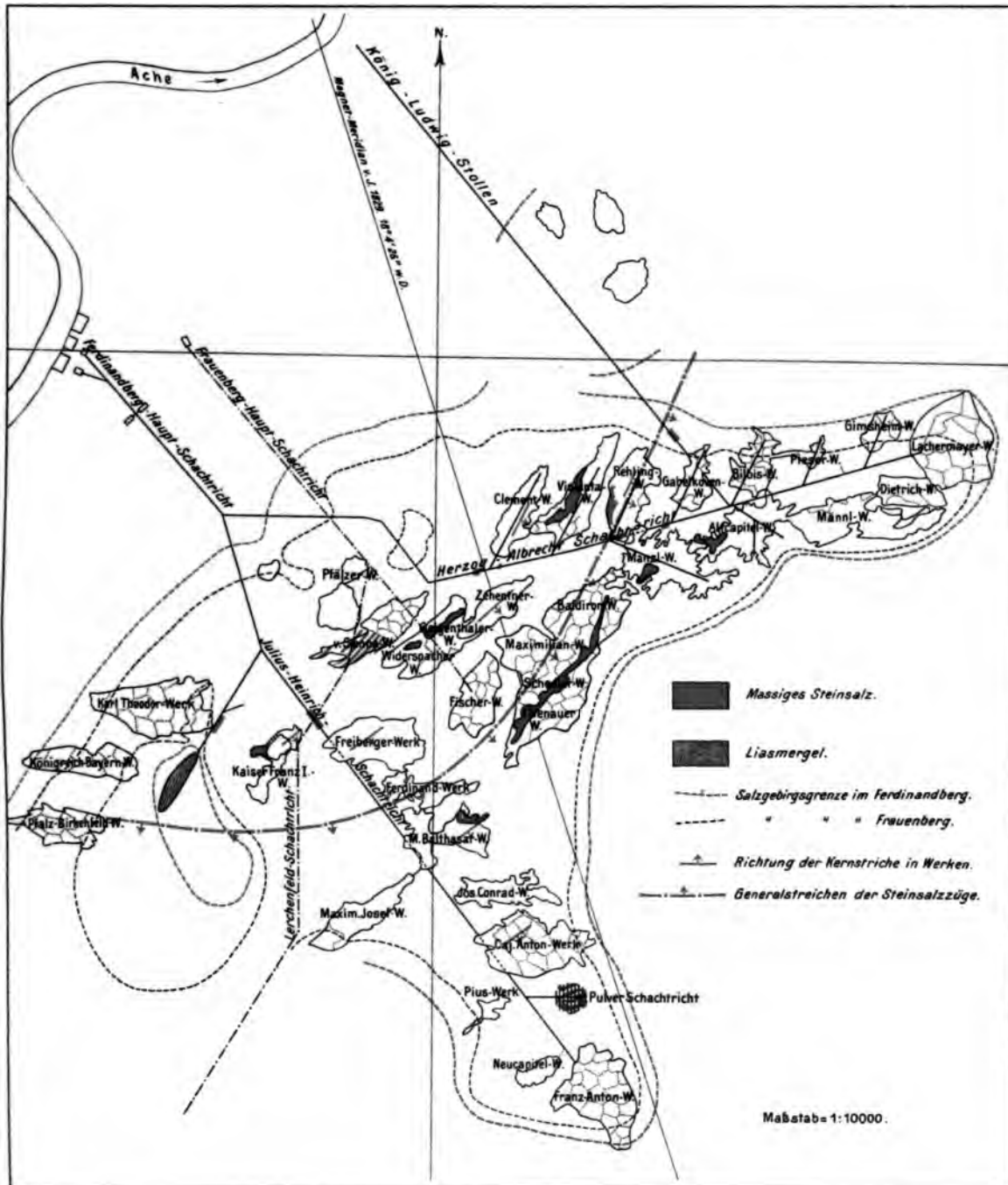
Bei weiterer Betrachtung des Werkshimmels wird man dann in der Regel die Beobachtung machen, dass alle folgenden sichtbaren Steinsalzstreifen ein Generalstreichen besitzen, das jenem des ersten Kernstrichs gleich oder beinahe gleich ist.

Dieses Generalstreichen ist aber dann nicht gerade auf den künstlich geschaffenen Sinkwerkshimmel beschränkt, vielmehr wird in der Regel wieder ein benachbartes Sinkwerk ein ähnliches oder gleiches Generalstreichen der Salzstriche erkennen lassen.

Zeichnet man nun auf einem Horizontalriss eines Sinkwerks das darin beobachtete Streichen des Steinsalzes ein, so fällt eine neue Tatsache auf: In der Richtung dieses Streichens zeigt das Werk zumeist Ausschneidungen und Längungen.

Typisch hierfür ist das Ostrevier des Berchtesgadener Bergbaus. Der östliche Arm des Salzstocks ist durch die in h. 5 verlaufende Herzog Albrecht-Schachtricht ausgerichtet. Von dieser Schachtricht aus gehen unter einem Winkel von $40-45^{\circ}$ nach NO und SO Sinkwerksveröffnungen ab (siehe Figur 1).

Die Werke nun, die künstlich in der Richtung von SW nach NO angelegt sind, haben sich sämtlich in dieser Richtung gelängt, haben in der Richtung des



Figur 1.

Die Ferdinandbergetage des Salzbergbaus von Berchtesgaden.

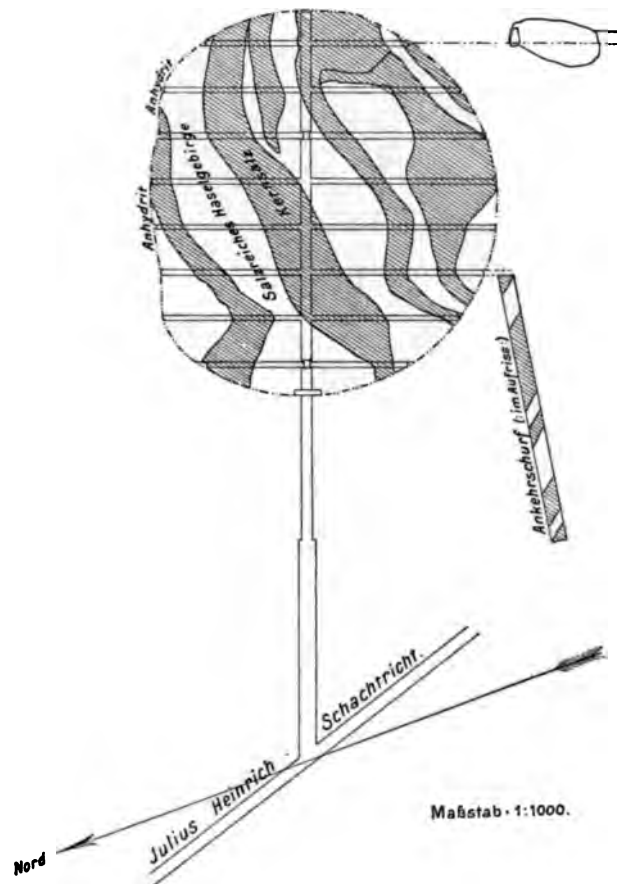
Hauptoffens zum Teil (Violantawerk) weit, bis 60 m ausgeschnitten, schliessen sich aber in der Breite den Queröffnen nahe an. Das entgegengesetzte Verhalten zeigen die in der Richtung nach SO angelegten Werke. Diese sind zum Teil hinter dem Ende des Hauptoffens zurückgeblieben, jedenfalls aber nicht weit über ihn hinausgelängt, zeigen aber dafür in der Richtung senkrecht zum Hauptoffen eine Unzahl Zipfel und Ausschneidungen, die somit die gleiche Auslängungsrichtung haben, wie die jenseits der Herzog Albrecht-Schachtricht gelegenen, aber, für sich betrachtet, ein ganz anderes Bild gewähren, weil oben im ersten Falle die künstliche Werksanlage der Ausschneidungstendenz zu Hilfe kam, im zweiten Falle ihr entgegen arbeitete.

Vergleicht man nun mit dieser Ausschneidungsrichtung das Generalstreichen des Kernstriche, so ergibt sich, dass diese gleich und identisch sind, d. h. dass die Ausschneidungen eben durch die Kernstriche verursacht sind.

Denn hier im Ostrevier ist das Streichen des Kerngebirges durchweg h. 3 bis 4. Dieses gleiche Streichen lässt sich noch weiter nach Norden im König Ludwig-Stollen zu verfolgen. Nach Süden, im Zentrum des Grubenfeldes, neigt sich die Streichrichtung etwas mehr nach Osten in Stunde 4 bis 5 und dreht sich westlich von der Julius-Heinrich-Schachtricht bis in Stunde 6 bis 7, in welcher sich auch die nicht mehr zugänglichen, westlichsten Werke, Karl Theodor, Königreich Bayern und Pfalz-Birkenfeld, gelängt zu haben scheinen.

Dass dieses Streichen des Kerngebirges am besten vom Werkshimmel abgenommen werden kann, ist bereits erwähnt. Es ist nur noch darauf hinzuweisen, dass durch sein regelmässiges Verhalten in diesem Sinne der Himmel des Senna-Werkes, das für die Fremdenfahrt eingerichtet ist, ein günstiges Beobachtungsfeld bietet.

Ein zweites, charakteristisches Zeichen, das aber nicht so konstant ist, bietet die genannte Ausschneidungstendenz. Hier können Zufälligkeiten störend das Resultat beeinflussen. So zeigen z. B. im Ostrevier, das sonst in dieser Hinsicht



Figur 3.
Sinkwerksveröffnung und Steinsalzabbau der Pulverschachtricht (mit Einzelzeichnung der Steinsalzstriche).

sehr instruktiv ist, das Dietrich- und Männlwerk ein abweichendes, keiner Regel gehorchendes Verhalten, das durch eine grosse Anhydritscholle verursacht ist, welche von dem Ätzwasser des Sinkwerks umgangen wurde.

Die Auslängungen und Ausschnoidungen der Werke führen aber am Endo zu Verschneidungen und so sind auch diese bezeichnend für das Streichen des Salzkerns. So sind wohl die in Stunde 4 hintereinander gelegenen Werke Wiederspacher, Geigenthaler und Zehentner miteinander verschnitten bzw. durchgebrochen, nicht aber mit den ebenso nachbarlichen Werken von Senna oder



Figur 4.

Himmel des Clementwerks, die Aussendung von parallel mit dem Hauptast fortlaufenden Zweigen eines Steinsalzstrichs zeigend.

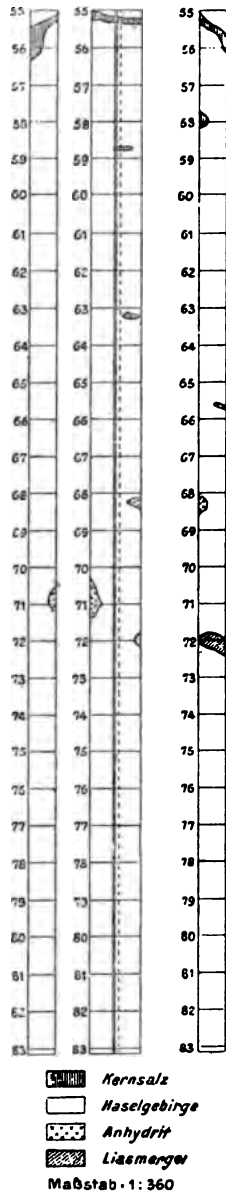
der im Vierstück und dieser zeigt auch in seiner 275 m langen Erstreckung von Nordost nach Südwest ein charakteristisches allmähliches Umbiegen von Stunde 2 in Stunde 4, sowie das Anschwellen und Verdrücken des Kernstrichs. Auch die Steinsalzabbau im Grossherzogin Violantawerk, im Rehlingwerk, im Geigenthaler- und Wiederspacherwerk und im Manzlwerk verhalten sich in gleicher Weise. Sehr neue Abbaue oder sehr massige Vorkommen sind hinsichtlich der Deutlichkeit des Plans in diesem Sinne weniger anschaulich, lassen aber zumeist an Ort und Stelle doch wieder das gleiche Streichen ermitteln, so der Abbau in der Pulverschacht- richt. Diese bis jetzt nicht angewässerte Sinkwerksanlage ist auch deshalb interessant, weil der hievon aufgenommene Grundriss des Steinsalzkerns ausser

Fischer, die quer zu der genannten Streichrichtung, also in Stunde 10, zueinander liegen. Noch deutlicher zeigt dieses Verhalten die Verschneidung der vier Werke Baldiron, Maximilian, Schedler und Ettenauer, in deren gemeinsamen Himmel nunmehr der Steinsalzabbau des sog. Vierstückzuges umgeht. Und dies führt uns zu einem weiteren Dokument der Kernstriche, den Abbauen.

Die Abbaue zur Gewinnung von Steinsalz für Lecksteine und Steinsalzmehl gehen natürlich nicht im Haselgebirge, sondern in tunlichst reinem, massigem Steinsalzkern um, und es muss somit der Plan eines Steinsalzabbaus auch die Längenerstreckung, das Streichen des Kerngebirges ersuchen lassen. Der räumlich ausgedehnteste Abbau ist nun

Alpengebirge 1861 S. 169 es beschrieb, und unmittelbar unter den Kalk- und Dolomitblöcken ging und geht der Salzbergbau im Leopold-, Kurfürst Max-, König Max Josefwerk um.

Das Vorkommen des Liasmergels im Kaiser Franzgesenk beschrieb GÜMBEL in den „Nachträgen“, dem wirklichen Befund (siehe Figur 6) entsprechend, wonach bei 125 m Teufe das Gestein angetroffen wurde, welches „aber hier nur von einem Stoss des Gesenkes mit einer keilförmigen Scholle hineinragte und bei dem weiteren Abteufen wieder sich verlor“, In der „Geologie von Bayern“ 1894 S. 253 aber gab GÜMBEL dann eine Zeichnung vom Kaiser Franzgesenk, in welcher das Liasgestein von 125 m Teufe bis unter das Schachttiefste, also über 20 m stark gezeichnet und eine deutliche Überschiebungsfläche dazu konstruiert ist, die in Wirklichkeit sich nicht nachweisen lässt, so wenig wie das Niedersetzen des Liasgesteins in die Teufe.



Figur 6.
Die untersten fünfzig Meter
(28 Lachter) des Kaiser Franz-
Gesenktes mit dem Liasmergel.

in den „Nachträgen“ feststellte.

In den Versuchsstrecken, die bei 35 m Teufe vom Schacht aus nach Norden, Osten und Süden getrieben wurden, lässt sich verfolgen, wie in der Nähe des Schachtes das Fallen, das im nördlichen Teil der Flügelörter noch südwestlich ist, steiler wird, noch nördlich vom Schacht auf dem Kopf steht und sich dann nach Nordosten umbiegt.

Haben wir nun gesehen, dass die Steinsalzstriche, das Kerngebirge, ein nachweisbares Streichen in nordost-südwestlicher Richtung besitzen, das im westlichen Teil des Bergbaus in eine ost-westliche Richtung einschwenkt und an bestimmten Stellen Störungen aufweist, so taucht die Frage nach dem Einfallen der Kernstriche auf. Dieses scheint nun mit einer Ausnahme ein im allgemeinen südlich gerichtetes, d. h. bei einem Streichen in h. 3 ein Fallen in h. 9 SO, bei einem Streichen in h. 5 ein Fallen in h. 11 SO, bei einem Streichen in h. 6 ein Fallen in h. 12 S. Aber auch das Fallen ist kein regelmässiges. Die Ausbauchungen, Wellen, Äste, u. s. w., die sich in der Horizontalprojektion bemerkbar gemacht haben, wirken auch hier in der Vertikalprojektion auf die Beobachtung schädlich ein; bald erscheint das Einfallen sehr steil, bald sehr flach und oft sogar nach N umbogen. Leider stehen keine so ausgedehnten Vertikalflächen der Beobachtung zur Verfügung wie Horizontalflächen in den Sinkwerken; hier ist man im grossen und ganzen auf die Beobachtungen längs der Schachtrichtulmen und in den Abbauen angewiesen. Doch scheint mir aus einer grossen Zahl von Einzelbeobachtungen das mittlere Einfallen annähernd 30° zu betragen.

Wie erwähnt, hat aber das Südfallen, abgesehen von lokalen Umbiegungen, eine sichere Ausnahme, nämlich im Kaiser Franzgesenk und westlich davon in der Birkenfeldschachtricht. Hier, wo das Streichen ein gestörtes ist, fällt auch das Kernsalz nach Norden ein, wie dies schon GÜMBEL

Einschlüsse Knauern von Bittersalzen verschiedener Zusammensetzung und endlich sehr häufig die sogenannten „Salzaugen“.

Diese Salzaugen sind verschieden grosse, stets einheitliche Kristallindividuen, wie die durchgehenden Spaltungsrichtungen zeigen, von meist verrundeten Formen, die, wie AIGNER sagt, „diesem Salze eine porphyrartige Struktur verleihen“. Dies ist sehr treffend gesagt; wenn aber AIGNER bemerkt, dass die Kristallkörner „regellos eingestreut“ sind, so bedarf dies der einschränkenden Bemerkung, dass die Salzaugen zwar hinsichtlich ihrer Verteilung im Salzkern keiner Regel gehorchen, das heisst, nicht etwa lagenweise sich vorfinden, wohl aber hinsichtlich ihrer Ausbildung.

Denn wie auch im übrigen die Form des Kristallkorns sei, es ist fast ausnahmslos in der Richtung des Streichens des Steinsalzbandes gelängt, so dass es in den meisten Fällen wirklich das mandelförmige Ansehen eines



Figur 8.
Salzauge aus der Perfelderschachtricht. $\frac{3}{4}$ nat. Gr.

Auges besitzt oder sich doch ihm nähert. Es besitzt so das Augensalz eine grob äusserliche Ähnlichkeit mit dem Augengneiss. Als Seltenheit erwähne ich den Fund eines allseitig scharf umgrenzten, kleinen Steinsalzwürfels von etwa 3 mm Kantenlänge als Salzauge in der Julius-Heinrichschachtricht und den Fund eines höchst beachtenswerten Salzauges aus der Perfelderschachtricht zwischen Höllerschachtricht und Manzlösenk. Dieses Salzauge (Figur 8)¹⁾ besitzt noch teilweise die scharfen Kanten und Ecken des allseitig wohlumgrenzten Kristalls, ist aber zum Teil korrodiert und wie von Lösungswasser angelaut; dabei sind die scharfen Kanten in der Richtung des Streichens erhalten geblieben und die korrodierten Begrenzungsflächen den Begrenzungsflächen des Kernstrichs zugewendet, wie auch sonst, nur weniger deutlich, die Salzaugen eine gewisse Zuspitzung in der Streichrichtung des Salzbandes zeigen und eine Abflachung normal hiezu.

¹⁾ Die infolge der stark reflektorischen Eigenschaften des Salzkristalls und dem ganz geringen Farbenunterschied von Kristall und Umgebung schwierig herzustellende, aber gut gelungene Photographie wurde, wie die übrigen Photographien aus dem Salzbergbau, von Herrn Photographen P. NEY in Berchtesgaden hergestellt und in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt.

Übrigens bildet solche Augen im Kernsalz nicht nur das Steinsalz, sondern auch zuweilen der Anhydrit, auch bei diesem handelt es sich dann stets um einheitliche Kristallindividuen.

Die bisherigen Ausführungen beziehen sich nur auf den Salzstock von Berchtesgaden. Aber die ihnen zu Grunde liegenden Erscheinungen beschränken sich nicht auf ihn allein, sondern lassen sich auch in den benachbarten alpinen Salzvorkommnissen nachweisen.

So ist schon DR. SCHLOSSER a. a. O. S. 347 die Regelmässigkeit der Werksausschnidungen im Salzbergbau zu Dürrnberg bekannt. Es läuft ihm dabei freilich ein kleiner Irrtum unter, der aber einem Nichtbergmann leicht verzeihlich ist. Er konstruiert dort nämlich eine Überschiebung des Salzgebirgs von Nord nach Süd und schreibt dann: „Für diese Annahme sprechen nun auch noch andere „Umstände. Vor allem namentlich die Gestalt der Salzstöcke. Wenn wir die „Bergpläne eines beliebigen Horizontes studieren, so sehen wir deutlich, dass die „Axen der Salzstöcke die Richtung Nord-Süd einhalten, ihre seitlichen Ausläufer „aber, die in das salzärmerere Haselgebirge eingreifen, senkrecht zu der Axe der „Salzstöcke stehen. Diese merkwürdige, in allen Etagen des Bergbaus beobachtete „Parallelität der Salzstöcke — Kernstriche — kann doch auf keinen Fall eine „zufällige sein. Ferner zeigen auch die Faltungen oder richtiger Stauchungen „des Haselgebirges eine ausgesprochene Nord-Südrichtung.“

Richtig ist hieran, dass die „seitlichen Ausläufer“, d. h. die Ausschnidungen, ungefähr senkrecht zur Nord-Südrichtung, nämlich in Stunde 16, wie in Berchtesgaden, stehen, sowie dass die Faltungen der Kernstriche die Nord-Südrichtung einhalten. Was aber DR. SCHLOSSER für die „Salzstöcke“ ansieht und nach einer Skizze des Herrn k. k. Bergrats P. SORGO abbildet, sind nichts anderes als die künstlich angelegten Sinkwerke, deren Axe, — hier meist nord-südlich — eine ganz willkürliche, von den Betriebsbeamten nach Massgabe der Ausrichtungsstrecken, der sog. Schachtrichten, gewählt ist. Was also SCHLOSSER für „Kernstriche“ ansah, sind künstliche Salzgewinnungsanlagen, und ihre „seitlichen Ausläufer“ sind die wahren Kernstriche, was nicht nur von vornherein mit Sicherheit zu sagen war, sondern wovon ich mich auch durch das Entgegenkommen der Herren k. k. Bergrat SORGO und Bergverwalter PLATTNER in Dürrnberg augenscheinlich und mit Kompassmessungen überzeugen konnte. Damit fällt natürlich auch dieser Beweis für die Nord-Südüberschiebung, bzw. er müsste modifiziert werden.

Übrigens ist die genannte Parallelität nicht in allen Etagen vorhanden, die obersten Etagen, die im sog. regenerierten Gebirge verlaufen, zeigen in Dürrnberg wie in Berchtesgaden die Regelmässigkeit der Kernstriche nicht wie die unteren (siehe Figur 2), wie sich denn die ganzen Ausführungen über die Kernstriche nur auf das primäre Salzgebirge beziehen.

Diese Parallelität der Kernstriche oder, wenn wir nun das gerechtfertigte GÜMBEL'sche Wort anwenden, der „Steinsalzzüge“ scheint aber eine weit allgemeinere zu sein. Dieser Umstand ist bereits 1888 dem ausgezeichneten Kenner des alpinen Salzbergbaus, AUGUST AIGNER, bekannt, welcher in einem Aufsatz „Analogien der alpinen Salzlagerstätten“¹⁾ eine Tabelle „über die nach Etagen geordnete Ausschneidungstendenz der Laugwerke sämtlicher österr.-alpinen Salzberge“ veröffentlicht und darin von den Bergbauen zu Hall, Dürrnberg, Ischl, Aussee, Hallstatt

¹⁾ Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen 1888 S. 100.

zusammen 309 Fälle untersucht. Er gelangt hierbei zu folgendem Resultat: „Nach dem angeschlossenen Ausweise über die nach den Etagen der Salzberge geordneten Ausschneidungstendenzen der Salzstraten ist das vorherrschende Salzstreichen:

Bei dem Salzberge von Hall SO—NW			
„	„	„	„ Hallein NO—SW, O—W
„	„	„	„ Ischl O—W
„	„	„	„ Aussee N—S
„	„	„	„ Hallstatt NO—SW, O—W.

„Dem allgemeinen Generalstreichen (nämlich der Alpen) entspricht also Ischl vollständig; Hallstatt ebenfalls, mit nur sehr geringer Abweichung in den beiden höchsten Etagen, fast vollständig; Hallein mit nahezu der Hälfte seiner Etagen vollständig.

„Eine Ausnahme hiervon macht nur Aussee und Hall in Tirol.“

AIGNER bringt an dieser Stelle die besprochene Regelmässigkeit in Zusammenhang mit dem SAUSSURE'schen Satz, dass die Gipse bei der Erhebung der Alpen mitgewirkt haben und dem Generalstreichen der Alpen parallel sind, schreibt „aber später¹⁾: „Es wurde in der oben genannten Abhandlung der Beweis zu erhärten gesucht, dass in den einzelnen Trümmerstraten eine mehr ostwestliche Richtung vorherrscht. Hier müssen wir wohl die mannigfaltigsten Formen erkennen, aber zugleich auch die Schwierigkeit empfinden, dieselben unter einem einheitlichen genetischen Gesichtspunkte einer gründlichen Erklärung zu unterziehen.“

II.

Bis hierher habe ich reines Beobachtungsmaterial mitgeteilt. Es soll nun der Versuch einer Deutung dieser Erscheinungen unternommen werden.

AIGNER²⁾ nimmt folgende Phasen unserer Salzlagerbildungen an:

1. „Eine durch die Erdbewegung gestörte Verdampfung hochgradiger Laugen bei hoher Wärmezuströmung aus den unterliegenden Erdschichten oder selbst atmosphärische Verdampfung und horizontale Ablagerung des zugeführten Tones.

2. „Pressung und Faltung der gebildeten Salzstraten unter ungeheuerem Drucke in einer späteren Ära.

3. „Dynamische Einwirkung (Eruptivgesteine) teils sichtbarer, teils subterranean Ursachen und gleichzeitige Zerstörung dieser Schichtenkomplexe. Bildung der Haselgebirgsmasse.

4. „Teilweise Faltung der bereits gebildeten Haselgebirgsmasse durch seitliche Pressung infolge der Gebirgsbildung und bis auf die Jetztzeit fortdauernde dynamische Einwirkungen.“

Diese Theorie wird jedoch nicht allen Ansprüchen gerecht. So haben wir gesehen, dass eine wahre Schichtung weder im Haselgebirge noch im Kernsalz zu beobachten ist, dass das Haselgebirge auch jeden Anzeigens ehemaliger Schichtung entbehrt, nicht etwa aus zerbrochenen und gefalteten, flachen Schollen von Ton und Mergel sich zusammensetzt, sondern aus runden und eckigen Knollen und Putzen, dass die Steinsalzmassen in ausgedehnter Masse eine gleichsinnige Erstreckung und ein ziemlich weites Aushalten in der Längendimension besitzen . -

¹⁾ Leobener Jahrbuch 1892 S. 216.

²⁾ Dasselbe S. 227.

regellosen Anhäufungen von sulfatischen Salzen, Glaubersalz, Bittersalz etc. (z. B. im Dietrich- und Altkapitelwerk, im Kaiser Franz-Gesenk), die mit den Ausscheidungsregeln der Salze im Meerwasser, welche durch USIGLIO, OCUSENIUS und VAN t'HOFF entwickelt wurden, in keinerlei Zusammenhang zu bringen sind.

Dagegen stimmt diese Beschaffenheit sehr gut überein mit der Ausführung JOHANNES WALTHERS¹⁾: „Während die chemische Zusammensetzung des Meerwassers „vom Pol bis zum Äquator und vom Strand bis zur Tiefsee annähernd dieselben „Elemente zeigt, ist das Wüstensalz qualitativ von überaus wechselnder Beschaffenheit. Salze, wie Glaubersalz, Borax, Natron, welche im Seewasser nur eine geringe „Rolle spielen, charakterisieren den Salzgehalt von Wüstenseen, fast jeder See hat „eine andere Zusammensetzung und eine andere Konzentration.“

Weisen schon diese Ausführungen der berufensten Kenner der Salzbildungen auf einen terrestrischen Ursprung des Haselgebirges hin, so wird diese Annahme noch bestärkt durch die Analogien desselben mit den Vorkommnissen der rezenten Salzpfannen der Kalahariwüste, von denen der Forschungsreisende DR. PASSARGE Material mitbrachte, welches Prof. DR. KALKOWSKY²⁾ untersuchte.

Das Gesteinsmaterial, welches diesen Salzpfannen oder Makarikari eigentümlich ist, und von KALKOWSKY mit dem vorläufigen Namen „Salzpelit“ belegt wurde, wird von diesem folgendermassen beschrieben:

„Der Salzpelit ist in trockenem Zustande eine dichte, weisse bis ganz lichtgrüne Masse von geringem spezifischem Gewicht; er ist feinporös, hängt an der „Zunge und saugt Wasser auf. PASSARGE schnitt Stücke des feuchten und dann „noch hellgelblich-braunen Salzpelites mit dem Messer heraus; ausgetrocknet aber „ist die Masse ziemlich fest, sie zerbröckelt unter dem Messer; sie färbt nicht „ab, fühlt sich nicht wie Ton an, sondern vielmehr ganz schwach fettig etwa wie „Bol oder Saponit. In der weissen Masse stecken unregelmässig vorteilt und „makroskopisch sichtbar Sandkörner und Oolithkörner; manche der vorliegenden „Stücke sind anscheinend frei von diesen Beimengungen, die dem Ganzen eine „Art porphyrischer Struktur geben. Ferner aber ist der Salzpelit in allen Proben „brecciös: es liegen in einer Grundmasse bis einige Zentimeter im Durchmesser „haltende und viele kleinere Stücke von abweichendem Farbentone und abweichender Festigkeit, meist aber mit scharfen Kanten und deutlichster „Bruchstücksform. Die genauere Untersuchung lehrt, dass alle diese Bruchstücke „auch selbst Salzpelit sind und nur zum Teil eine von der Hauptmasse wenig „verschiedene Zusammensetzung haben. Obwohl nur wenig Material zur Untersuchung vorlag, so zeigt dieses doch deutlichst, dass Habitus und Beimischungen „des Gesteins schnell wechseln, und dass die brecciöse Struktur nicht durch „Zusammenschwemmung und Ablagerung von Brocken entstanden ist, „sondern durch eine Zerstückelung der Masse in situ, wohl bei ihrer „Bildung und Umbildung unter Beihilfe von Salzen Im Salzpelit „spielen die Oolithkörner nur die Rolle der allothigenen Sandkörner. . . . Für „die Bestimmung der Salze wurde der Salzpelit mit kochendem Wasser behandelt. . . „Letztere (die Salzlösung) zeigte starke Reaktion auf Chlor und schwächere „auf Schwefelsäure; von Erden konnte nur Magnesia festgestellt werden. Die „Spektralanalyse zeigte, dass neben reichlichem Natron kein Kali in dem Salz-

¹⁾ Gesetz der Wüstenbildung, Berlin 1900, S. 1.

²⁾ Die Verkieselung der Gesteine in der nördlichen Kalahari. S.-A. Abl. d. naturw. Ges. Isis in Dresden. Dresden 1901 S. 60 ff.

„gemisch vorhanden ist. Ebenso fehlte Kohlensäure durchaus in dem in Wasser löslichen Salzen der untersuchten Proben. Die mikrochemische Analyse ergab ebenso ein Vorherrschen des Natriums vor dem Magnesium und das Fehlen von Kalium. Die wasserklare wässrige Lösung der Salze wird beim starken Eindampfen gelblich; in den zur Trockne eingedampften Salzen bleibt eine kleine Menge verbrennbarer, organischer Substanz. Es ist also in dem Salzpelit ein geringer Betrag einer in Wasser oder doch in salzhaltigem Wasser löslichen organischen Substanz vorhanden Nach den Mitteilungen des Herrn DR. PASSARGE wird das ausblühende Salz in einer südlich von Ntschokutsa gelegenen kleinen Nebenpfanne von den Buschmännern als Speisesalz gesammelt . . . Die quantitative Analyse (des Salzpelites) ergab folgende Zahlen (wobei das Natrium als Verlust bestimmt, und der Kalkstaub durch Schlämmen entfernt wurde):

H ₂ O	18,986
SiO ₂	52,799
Al ₂ O ₃	10,643
Fe ₂ O ₃	Spur
MgO	9,650
CaO	Spur
Na ₂ O	7,922“

S. 67. „Die Entstehung der brecciösen Struktur des Salzpelites bietet der Erklärung keine besonderen Schwierigkeiten. Bei periodischer Trockenlegung wird der sich bildende Salzpelit von Spalten durchzogen werden, zu deren Vermehrung und Erweiterung auskristallisierende Salze noch das ihrige beitragen: die Breccien sind nicht durch Gebirgsbewegung entstanden, sondern eine Bildung in situ bei der Entstehung der Massen selbst.“

Sieht man nun von dem geringen spezifischen Gewicht und der feinporösen Beschaffenheit ab, welche Eigenschaften sich bei den diagenetischen Wirkungen der Überlagerung durch Gebirgsmassen und gar der Aufrichtung der Alpen nicht erhalten konnten, sowie von dem Gehalt an Oolithkörnern, den aber KALKOWSKY als einen unbeständigen und allothigenen bezeichnet, so ist die Übereinstimmung mit der Erscheinung des Haselgebirges eine geradezu überraschende.

Die brecciöse Struktur bei abweichendem Farbenton der einzelnen Bestandteile, das schwach fettige Anfühlen, die chemische Zusammensetzung der eingeschlossenen und ausblühenden Salze, die Führung organischer Substanz¹⁾ und last not least die chemische Zusammensetzung der Pelitmasse weisen auf einen verwandtschaftlichen Zusammenhang mit dem Haselgebirge hin, von dessen „Salzpelit“, sonst Salzton oder Salzmergel genannt, zur Vergleichung einige Analysen mitgeteilt werden sollen, bei welchem hauptsächlich auf den nahe übereinstimmenden hohen Gehalt an Maguesia hingewiesen sein soll:

	I ²⁾	II ²⁾	III ³⁾
H ₂ O	5,53	8,50	20,13
SiO ₂	54,70	49,99	40,10
Al ₂ O ₃	20,32	13,62	16,46

¹⁾ QUENSTEDT, Mineralogie 2. A. 1863 S. 511 schreibt z. B. „Die Lösungsrückstände des roten Salzes von Berchtesgaden fangen schnell an zu gären und zu stinken“.

²⁾ GÜMBEL, Nachträge S. 185.

³⁾ AIGNER, Leobener Jahrb. 1892 S. 208.

	I	II	III
Fe ₂ O ₃ . . .	1,09	15,13	7,06
MgO . . .	8,47	2,37	4,48
CaO . . .	0,41	0,75	0,90
Na ₂ O . . .	0,31	0,25	0,35
FeO . . .	2,75	2,03	—
TiO ₂ . . .	0,09	0,008	—
MnO . . .	Spur	0,09	—
K ₂ O . . .	3,77	3,50	2,99
CO ₂ . . .	2,40	4,10	Spur
SO ₃ . . .	0,21	Spur	0,47

In allen wesentlichen Punkten hinsichtlich der Zusammensetzung herrscht also Übereinstimmung, und die geringen Abweichungen (Kaligehalt, Kalkgehalt und Kohlensäure) sind ohne weiteres auf die verschiedenen Methoden der Analyse bei den verschiedenen Untersuchenden zurückzuführen.

Die weissen Salzblätter in den Haselgebirgsmergeln, die wir als den unzweifelhaft ältesten Salzgehalt derselben kennen gelernt haben — denn alle anderen Erscheinungsformen des Salzes im Haselgebirge durchbrechen diese gangförmig und diskordant —, haben so sehr das typische Aussehen von Ausblühungen, dass sie von den Praktikern direkt als solche bezeichnet werden, wobei aber keine Rede davon sein kann, dass es allenfalls rezente Ausblühungen an den Streckenulmen etc. infolge der Grubenluft wären; denn sie finden sich am schönsten gerade im frischen Gesteinsanbruch.

Sehen wir uns dieser unsers Erachtens widerspruchslosen Übereinstimmung halber in der Lage, für das Haselgebirge die Entstehung als Material einer — vielleicht küstennahen¹⁾ — limnischen Salzpfanne anzunehmen, so bleibt noch die Frage nach der Entstehung der reinen Steinsalzmassen, der in Zügen geordneten Kernstriche zu beantworten, von denen wir gesehen haben, dass wir ihre Entstehung in die Zeit der oder nach der Einpressung der jüngeren Gebilde zu verlegen haben.

Bei einer Erklärung dieser Erscheinung ist vor allem die merkwürdige Tatsache, welche AIGNER nicht zu deuten wusste, nämlich die vorherrschende Ost-West- bis Nordost-Südwest-Richtung der hierdurch zu Zügen geordneten Steinsalzstriche zu berücksichtigen, die mitten durch das Gewirre des Haselgebirges hindurchsetzen und sich hindurchwinden und nur in der Nähe von im Salzgebirge eingeschlossenen jüngeren Gesteinsfragmenten ihre durchgehende Richtung verlassen, turbulent werden, ohne deshalb in ihrer Kontinuität plötzlich gestört zu werden.

Auch ich glaube, dieses Phänomen mit der Aufrichtung der Alpen in einen Zusammenhang bringen zu dürfen, aber nicht mit Hilfe der SAUSSURE'schen Hypothese der aktiven Beteiligung der Gipse, sondern ich sehe in den Steinsalzzügen eine passive Wirkung der geodynamischen Kräfte, welche man heute wohl meist für die Aufrichtung der Alpen in Anspruch nimmt, der Anpassung der festen Erdkruste an den sich durch Wärmeabgabe an Volumen verringernden Erdkern.

¹⁾ Sind ja auch die sicher marinen Bildungen des alpinen Buntsandsteins, die Werfener Schiefer, keine Tiefseebildung, sondern küstennaher Entstehung.

Insbesondere möchte ich auf diese Bildung das RIECKE'sche Prinzip anwenden, dessen Bedeutung für geologische Prozesse erst kürzlich Prof. BECKE¹⁾ besprochen und für die Bildung der kristallinen Schiefer in Anspruch genommen hat. Es ist hier nicht der Ort, die Entstehung der nicht mit Unrecht so genannten „kryptogenen“ Gesteine zu diskutieren, für die Deutung der wesentlich einfacher gelagerten Bildungs- und Umbildungsverhältnisse des Salzgebirges glaube ich jedoch darauf hinweisen zu können.

BECKE gibt die Formeln RIECKES²⁾ für die Erniedrigung des Schmelzpunkts eines Körpers durch mechanischen Druck oder Zug an und zitiert dann aus der Arbeit RIECKES weiter:

„Allgemein gibt die Formel noch zu der folgenden Bemerkung Veranlassung. In einer gesättigten Lösung befinden sich zwei Prismen, die aus der gelösten Substanz hergestellt sind. Wird das eine einem longitudinalen Zuge oder Drucke unterworfen, so wird sein Schmelzpunkt erniedrigt. Bei konstanter Temperatur tritt Schmelzung ein und die Konzentration der Lösung wird vermehrt; das zweite Prisma aber ist mit dieser im Gleichgewicht nur bei der ursprünglichen Konzentration. Die Wiederherstellung des Gleichgewichtes kann nur durch Auskristallisieren der gelösten Substanzmenge erfolgen. Wenn diese auf dem zweiten Prisma sich niederschlägt, so wächst seine Masse auf Kosten des deformierten. Es knüpft sich hieran die Frage, ob bei natürlichen Kristallen Wachstumserscheinungen vorkommen, die auf diesem Wege sich bilden könnten.“

BECKE entwickelt dann im Anschluss hieran folgende Erwägungen: „Die theoretische Studie RIECKES behandelt nur den Fall homogener Deformation. Es kann aber keinem Zweifel unterliegen, dass die Grunderscheinung auch bei inhomogener Deformation bestehen bleibt, also etwa bei den kristallinen Körnern eines Gesteins, zwischen denen eine gesättigte Lösung der Gesteinsgemengteile auf den kapillaren Klüften zirkuliert und das einer einseitigen Pressung unterworfen ist. In einem solchen Aggregat wird sich die Pressung auf der Oberfläche der einzelnen Bestandteile verteilen und man wird Stellen stärkerer und schwächerer Pressung an den Berührungsstellen der einzelnen Körner oder Kristalle unterscheiden. Oberflächenelemente, welche senkrecht zur Pressung liegen, werden am meisten gepresst und deformiert sein; Oberflächenelemente, welche in die Richtung der Pressung fallen, werden relativ frei von Pressung und Deformation sein. Man kann sich nun jedes Korn in so kleine Prismen zerlegt denken, dass innerhalb derselben die Deformation als homogen angesehen werden kann und die RIECKE'sche Formel anwendbar ist. Es ergibt sich als Resultat, dass die am stärksten gepressten Stellen der Körner gelöst werden, während die am schwächsten gepressten in der zwischen den Körnern zirkulierenden Lösung weiterwachsen. Hierdurch werden die Körner offenbar in der Richtung der stärksten Pressung durch Auflösung verkürzt, in der Richtung des leichtesten Ausweichens durch Wachstum ausgedehnt u. s. f.“

Wie nun BECKE an der Hand dieser Anschauungen die Entstehung der kristallinen Schiefer, bzw. deren „Umformung nicht so sehr durch eine mechanische Plastizität (Überwindung der Kohäsion, der inneren Reibung) der

¹⁾ I. Über Mineralbestand und Struktur d. krist. Schiefer. S.-A. LXXV. Bd. Denkschr. math.-naturw. Kl. d. Akad. d. Wissensch. Wien 1903. S. 38 ff.

²⁾ E. RIECKE, Über das Gleichgewicht zwischen einem festen, homogen deformierten Körper und einer flüssigen Phase. Nachr. der Ges. d. Wissensch. zu Göttingen. math.-phys. Kl. 1894.

Gemengteile bewirkt“ denkt „als durch chemische Vorgänge (Auflösung und Kristallisation)“, so, glaube ich, sind die Steinsalzzüge entstanden.

Als ein wertvolles Indiz sehe ich hierbei die Erscheinungsform des Augensalzes an, dessen, wie erwähnt, „porphyrische“ Einsprenglinge eben in der von BECKE entwickelten Weise deformiert, d. h. in der Richtung stärkster Pressung verkürzt, in der Richtung des leichtesten Ausweichens ausgedehnt oder doch nicht verkürzt sind. Und unter den Salzaugen sehe ich das oben beschriebene und abgebildete Stück als besonders wertvoll hiefür an, weil es sich in der Richtung der angenommenen stärksten Pressung augenscheinlich „angelöst“ und angefressen zeigt, ohne deshalb etwa eine Lücke gegen die angrenzenden Körner des Steinsalzes aufzuweisen.

Diese Idee, weiter ausgeführt, wird sich so darstellen:

Nach FÜRER¹⁾ erhöht sich die Löslichkeit des Chlornatrium in Wasser für 100 Atmosphären Druck um 0,419, wenn man die Menge des ohne Druck bis zur Sättigung gelösten Salzes gleich 100 setzt.

Die im Haselgebirge von vornherein und noch jetzt befindliche Gesteinsfeuchtigkeit ist natürlich für den jeweiligen Druck und die jeweilige Temperatur gesättigte Sole. Denn wäre sie nicht gesättigte Sole, so würde sie eben so viel Steinsalz auflösen, bis sie es würde, und würde sie konstant erneuert, so würde das Salzgebirge ausgelaugt.

Wurden nun bei der Aufrichtung der Alpen — sei es nun durch Faltungsprozesse, Flexuren oder durch Überschiebungen — die Haselgebirgsmassen einem erhöhten Druck unterworfen, so stieg die Lösungsfähigkeit der zirkulierenden Gesteinsfeuchtigkeit für Steinsalz. Es ging von dem primär enthaltenen Salz des Haselgebirges ein dem Drucke entsprechendes Quantum in Lösung und gemäss dem RIECKE'schen Prinzip musste überdies ein durch das Lösungswasser vermittelter Transport von Chlornatriumkristallelementen aus der Druck- oder Zugrichtung in die Richtung normal zum Druck resp. Zug stattfinden. Da aber das Haselgebirge alles eher denn eine homogene Masse darstellte, so musste sich wohl die durch die Gebirgsbildung bedingte Pressung in grossen Zügen als eine einheitlich gerichtete fühlbar machen, im Detail aber vielfache Ablenkungen erfahren, und somit graphisch dargestellt ungefähr das Bild eines Steinsalzkernstrichs ergeben.

Die Pressung nun, die etwa eine Auffaltung oder Überschiebung bewirkte, wird sich nicht in einer gleichmässigen Kompression des Haselgebirges geäussert haben, sondern es werden Zonen verschieden starker Pressung entstanden sein, wie beim Auswalzen eines Teiges dichtere und minder dichte Lamellen und Streifen sich bilden.²⁾

Flüssigkeiten streben aber bekanntlich von Stellen höheren Druckes nach Stellen niederen Druckes. Wir haben uns somit eine in zweifachem Sinne gerichtete Bewegung des mit Salz beladenen Gesteinswassers zu denken: 1. in der Richtung der Pressung von Stellen höherer Dichte nach Stellen niederer Dichte;

2. normal zur Richtung der Pressung.

Steinsalzquantitäten, welche bei dem momentan herrschenden Drucke in Lösung gingen, wanderten nun in die Richtung schwächster Pressung, und bei dem

¹⁾ Salzbergbau und Salinenkunde, Braunschweig 1900 S. 32.

²⁾ Auch die Druckschieferung der Gesteine ist eine analoge Erscheinung.

Nachlassen der Pressung, bei dem Zuendegehen der gebirgsbildenden Tätigkeit kristallisierte das infolge erhöhten Druckes der Lösung in diese aufgenommene Steinsalz, nunmehr in Form von Kernstrichen, wieder aus.

Da bei dem erhöhten Druck sich die Lösungsfähigkeit nicht nur für Steinsalz, sondern auch für Kalksulfat steigerte und mit jenem nachliess, so erklärt sich auch das Auftreten der Muriazitaugen einerseits und der Muriazitknollen und Schnüre andererseits im Anschluss an die Kernstriche.

Da man sich die Aufpressung nicht als einen momentanen Akt zu denken hat, sondern einen mehr oder minder schubweisen, so erklärt sich auch auf einfache Art die Bänderung der Kernstriche, ihre Farbenschattierung und Parallelstruktur, die an die bilaterale Symmetrie der Erzgänge erinnert.

Mit dieser Erklärung vereinbart sich auch leicht die fluidale Struktur der Steinsalzstriche, sowie der wesentliche Umstand des Herauswachsens der Steinsalzstriche aus dem Haselgebirge und das Umschliessen von Trümmern und Knollen desselben.

Da diese gebirgsbildenden Kräfte wohl auch sehr häufig ein Zerschneiden der Mergelbrocken bewirkten,¹⁾ so gibt dies auch die Erklärung gleichzeitig der Durchtrümmern der Knollen mit gangförmigem körnigen Salz ab, während die Entstehung des ebenfalls gangförmigen Fasersalzes, das nicht die innige Verbindung mit dem Mergel und dem übrigen Salz besitzt, bei geringem Druck, also nach Beendigung der gebirgsbildenden Tätigkeit zu denken ist.

Wie aber die Inhomogenität des Haselgebirges an sich schon die geringen Detail-Ablenkungen der Steinsalzzüge bewirkt haben dürfte, so wird die Einpressung und Einwalzung von Schollen fremder Gesteine, der Liasmergel, Dolomite etc. eine Ablenkung der Richtung stärkster Pressung, gewissermassen Perturbationen, verursacht haben und so erklärt sich auch die Unregelmässigkeit der Steinsalzzüge an solchen Stellen wie im Kaiser Franz-Werk (Liasmergel der Birkenfeldschachtricht und des Kaiser Franz-Gesenkes) oder am Leopold- und Churfürst Max-Werk (Kalk- und Dolomitschollen der Armanspergschachtricht).

Sucht man nun zu dieser Kategorie der Entstehung der Steinsalzzüge durch Pressung des Haselgebirges und chemische Deformation (Auflösung und Umlagerung) das mechanische gebirgsbildende Moment, so könnte man mit AIGNER, Analogien S. 100, auf das ELIE DE BEAUMONT'sche Erhebungssystem der Alpen in h 16 SW—NO hinweisen und auf HAUERS geol. Karte der österr. Monarchie, wonach das Streichen der Alpen und der sie zusammensetzenden Schichten durchschnittlich ein ostwestliches ist, und in der allgemeinen Erhebung das Pressungsmoment erblicken.

Oder man sucht nach einer speziellen Spur gebirgsbildender Tätigkeit und findet dann für den Berchtesgadener Salzstock wie für den Dürnberger eine Überschiebungslinie, welche nach GUMBEL²⁾ „erst der Richtung des Hintersectales „folgend, dann knieförmig gebrochen, vor dem Hochkalterstock vorbeiläuft und „von der Wimbachklamm am Nordrande des Watzmannstockes und am Göhlstein „vorbei über Resten, Dürnberg nach Hallein hin fortzieht.“

¹⁾ Einer ähnlichen Auffassung einer analogen Erscheinung gibt O. M. REIS, Der mittlere und untere Muschelkalk im Bereich der Steinsalzbohrungen zwischen Burghernheim und Schweinfurt, diese Hefte 1901. 14. S. 54, Ausdruck.

²⁾ Geologie von Bayern S. 253.

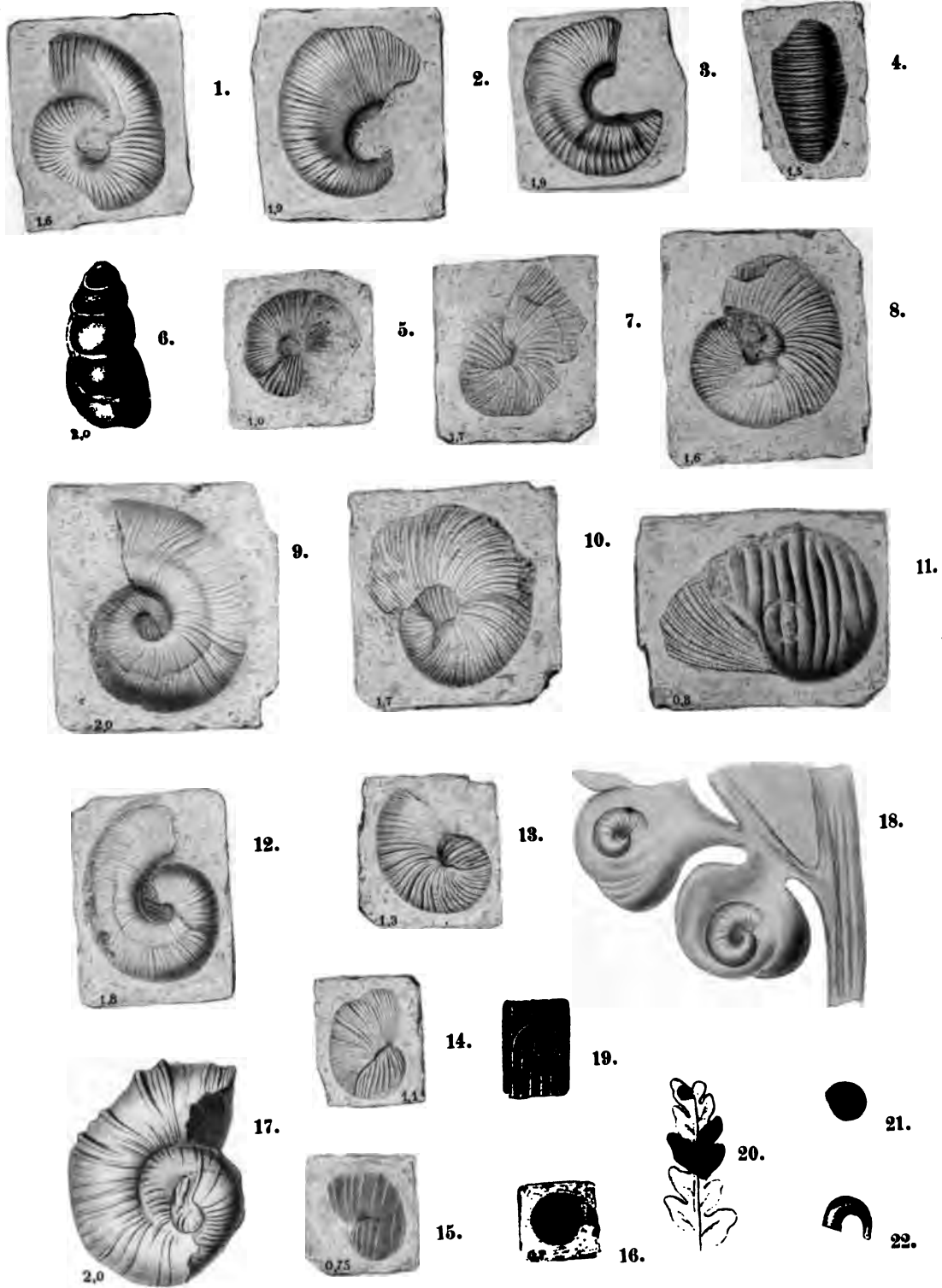
So prächtig sich diese Überschiebungslinie im Streichen dem Generalstreichen unserer Steinsalzzüge in Berchtesgaden sowohl wie in Dürnberg anschliesst, so hat doch die Annahme eine Schwierigkeit. Während nämlich die dieser Linie zu Grund liegende Überschiebung von N nach S erfolgt sein soll, womit die Verflächung der Schichten (siehe Blatt Berchtesgaden der Geogn. Karte des Königr. Bayern 1:100 000) nach Norden in Einklang stünde, ist das Einfallen der Steinsalzzüge, soweit man dieses feststellen kann (wie erwähnt, nicht so sicher als das Streichen wegen Mangels an ausgedehnten Vertikalflächen), ein flach südliches im allgemeinen, und man würde doch fordern, dass die Lamina grösserer und geringerer Dichte im Haselgebirge ungefähr parallel der Überschiebungsfläche (bezw. Pressungsfläche) verlaufen.

Aber, wie gesagt, die Ermittlung des Fallens ist eine prekäre, und im Dürnberg Bergbau ist es jedenfalls ein sehr flaches, so dass SCHLOSSER a. a. O. nicht von einem Fallen, sondern von Faltungen und Stauchungen spricht.

Die Bejahung der Frage nach der Existenz von Steinsalzzügen hat auch praktisch-bergmännische Konsequenzen. Hier sei nur auf die Forderung AIGNERS in den Analogien hingewiesen, „die kurze Axe der elliptisch anzulegenden Wehr-„sätze mit dem angesetzten Salzstreichen parallel“ zu stellen, „da hierdurch bei „der ungleich schnellen Auflösung nach der Streichungs- und deren Kreuzstunde „ein Ausgleich stattfindet und die Schlussbegrenzungsform der Wehre sich nahe „dem Kreise nähert, sonach die Gefahr des frühzeitigen Verschneidens bei grösserer „Ausnützung vorringert wird.“

Hier habe ich noch einer Dankespflicht zu genügen, einmal gegenüber der K. General-Bergwerks- und Salinen-Administration in München für die gewährte Erlaubnis der Veröffentlichung amtlicher Pläne vom Salzbergbau, dann Herrn K. Salineninspektor FR. MAYER gleichfalls hiefür sowie für die freundliche Überlassung von auf den Gegenstand bezüglicher Literatur, und Herrn Oberbergrat Prof. v. AMMON für die bei der Drucklegung aufgewandte Müheverwaltung.





Über Palaeorbis.

Von

Dr. Otto M. Reis.

(Mit einer Tafel.)

1. Literatur und Biologisches.

Bei dem Versuch der Bestimmung einer sehr kleinen Planorbis-artigen Schnecke, die ich in den Kalken der Odenbacher (unteren Cuseler) Schichten bei Ebernbach fand, stiess ich nur in QUENSTEDTS Petrefaktenkunde 1885 (S. 624, Taf. 49, Fig. 12) auf einen *Planorbis Kungurensis* LUDWIG, wonach ich in der Überzeugung generischer Übereinstimmung beider die neue Pfälzer Art als *Planorbis palatinus* n. sp. in einer vorläufigen Mitteilung (Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken der geognostischen Karte Bayerns 1903 S. 112) zur Kenntnis brachte.

Trotzdem weder in VON ZITTELS Handbuch, noch in SANDBERGERS Land- und Süsswasserkonchylien der Vorwelt von der Angabe LUDWIGS aus den Kalksteinen des Uralischen Rotliegenden, noch von sonstigen hierher beziehbaren und bezogenen Funden etwas erwähnt ist, liegen darüber doch schon eine Anzahl sogar eingehenderer, älterer wissenschaftlicher Veröffentlichungen vor. Auf eine das pfälzische Vorkommen recht nahe angehende Beschreibung mit Literaturnachweisen traf ich beim Bestimmen pfälzischer permkarbonischer Fische in GOLDENBERGS Fauna Saraepontana fossilis 1873; dann machte mich DR. F. W. PFAFF auf eine ihm bei der Bestimmung von Karbonpflanzen auffällig gewordene Abbildung und Beschreibung in E. VON ROEHL'S Fossile Flora der Steinkohlenformation Westfalens 1869 Cassel, aufmerksam. Aus beiden Publikationen geht hervor, dass sich an die Bestimmung solcher merkwürdigen Reste aus dem Karbon und Perm eine noch ältere Kontroverse anknüpfte und dass GOEPPERT die älteste, lange in Geltung gewesene systematische Einreihung als *Gyromyces ammonis* (Blattpilze mit Ammonitenhorn-artigem, spiralförmig gewundenem Perithecium) 1844 versucht hatte. DAWSON erwähnt eine hierher gerechnete Art zuerst als *Microconclus carbonarius* aus der Kohlenformation von Neu-Schottland und bezeichnete sie 1853 als *Spirorbis carbonarius*, auf ähnliche englische Vorkommen hinweisend (Journ. of the geol. Soc. Lond. 1895 und Acad. Geol. p. 147 Suppl. p. 43). Hiermit wurde eine generische Identifizierung des auf Pflanzen vorkommenden Tieres mit jener häufig auf marinen Schalen (Brachiopoden etc.) festgewachsenen, vom Silur bis in die Gegenwart, auch auf Pflanzen, lebenden marinen Annelidengattung *Spirorbis* vorgenommen (vgl. unten).

LEO LESQUEREUX äusserte sich im *Americ. Journal*, sec. Ser. Vol. XXXII 1861, p. 193 über *Gyromyces ammonis* GOEPPERT und hält ihn für eine Süßwasserschnecke, wobei er auf den im Süßwasser auf Blättern und Stengeln schwimmender Pflanzen lebenden *Planorbis parvus* SAY aufmerksam macht; er bezweifelt, wie mir scheint mit Recht, dass diese Körperchen in eigentlichem Sinne aufgewachsen seien und weist auf GERMAR hin, der sie auch ohne jedwede sichtbare Verbindung mit vegetabilischer Substanz vorgefunden habe (was auch für die pfälzischen Vorkommen gilt). Zur Begründung seiner Ansicht erwähnt er noch den von DAWSON in den Kohlenfeldern von Neu-Schottland gemachten Fund einer Pupa (*Dendropupa vetusta* DAWSON), dem sich 1866 der Fund eines *Zonites priscus* CARP. in denselben Schichten anschloss.

Als weitere Literatur erwähnen von ROEHL¹⁾ und GOLDENBERG noch die Abhandlung von J. VAN BENEDEEN et EUG. COEMANS (*Un Insecte et un Gastéropode pulmoné du terrain houiller*, Bull. de l'Acad. roy. de Belgique T. XXIII No. 4 1867). Auch diese Autoren weisen nach, dass *Gyromyces* das Gehäuse einer Schnecke darstelle; sie glauben aber, dass es sich um eine mit *Helix* verwandte Lungenschnecke handle und gaben ihr den Gattungsnamen *Palaeorbis*. Diese Gattung wird weder von QUENSTEDT, noch von v. ZITTEL, noch von v. SANDBERGER auch nur dem Namen nach aufgeführt, wurde also für höchst problematisch erachtet.

In neuerer Zeit endlich hat A. FRITSCH in der „Fauna der Gaskohle etc. Böhmens“ III. 1901 S. 80 eine sehr ähnliche, nur etwas grössere Schnecke unter dem Namen *Spiroglyphus vorax* beschrieben; obwohl er ihre Beziehungen zu *Palaeorbis* anerkennt, bezweifelt er, dass „dies eine Lungenschnecke wäre, die im Brackwasser gelebt hätte,“ und stellt darnach die Funde von Nürschan zu der noch lebenden Vermetidengattung *Spiroglyphus*; die gegebene zeichnerische „Darstellung, welche die Basis zur Vergleichung mit den anderen Arten geben soll“, würde allerdings hierfür sprechen. Indessen finde ich nach dem überaus vollständigen Material, das ich im Hinblick auf einen vor längerer Zeit gemachten Besuch in der Skt. Pankrazzeche in Nürschan von Herrn Direktor SVESTKA in liebenswürdigster Weise zur Verfügung gestellt erhielt, dass die Abbildung, die FRITSCH gibt, nicht in wünschenswerter Genauigkeit und Deutlichkeit ausgeführt,¹⁾ vielleicht auch das Exemplar zur Zeichnung nicht günstig genug ausgewählt ist, wie schon aus dem Vergleich der Textfigur p. 80 mit der Tafelfigur T. 155 Fig. 4 hervorgeht; ausserdem werden die Bilder durch die Beschreibung nur sehr wenig erläutert.

Was das Vorkommen dieser nunmehr den Gastropoden zuerkannten Reste betrifft, so finden sie sich häufig (oft ganz dichtgedrängt) auf Farrenblättern sitzend; sehr oft werden sie aber auch vereinzelt und frei im Gestein gefunden, so dass schon aus diesem Grund ihre Beziehung zu den Pflanzeneinschlüssen nur eine sehr lockere gewesen sein muss; v. ROEHL erwähnt sie auf beiden Seiten der Blätter von *Alethopteris*. Das wären nun alles Landpflanzenreste, aber solche, die ins Wasser gekommen sein mussten. Sollten diese Schälchen daher mit Blättern von den Bäumen in das sumpfige Wasser gefallen sein, also Schalenreste von *Helix* nahestehenden Landschnecken²⁾ sein, wie man auch einzelne Pupiden und Heliciden aus gleichen Ablagerungen in diesem Zusammenhange anführt? Es ist aber un-

¹⁾ Nach diesem Autor war es zuerst ANDRAE in Bonn, der sich nach 1860 in seinen Vorlesungen dafür aussprach, dass *Gyromyces ammonis* eher ein mikroskopisches Weichtier sei (vgl. 1854: *Verh. d. nat.-h. Ver. der preuss. Rheinl. und Westf.*).

²⁾ Vgl. auch GOLDENBERG, l. c. S. 6 etc.

denkbar, dass dann diese Lungenschneckchen noch unter Wasser „an den Blättern haften“ geblieben wären, da Landpulmonaten, auf losen Blättern ins Wasser gebracht, zuerst mit ihnen schweben, sie aber bald verlassen, um unbehilflich zu schwimmen und dabei feste Gegenstände zu erreichen zu suchen; von fest versenkten Blättern aber streben sie, wenn möglich, kriechend auf das Feste und an die Luft zu kommen oder werden, wenn dies nicht möglich ist, ihren Fuss von der Unterlage lösend, aus physikalischen Ursachen an die Oberfläche des Wassers aufgetrieben, wie sie aus physiologischen Ursachen der Atmungsnotwendigkeit irgendwie aufsteigen müssen. Unter keinen Umständen suchen sie sich irgendwo unter Wasser festzusetzen, sondern hängen bis zur völligen Erchlaffung lang gestreckt aus der Schale heraus; kein noch so starker äusserer Reiz veranlasst sie in diesem Zustande, wie leicht zu beobachten, sich in der Schale zu verbergen!

Dies müsste auch für *Palaeorbis* gelten; es müsste denn sein, dass, wie zum Teil die früheren Autoren meinten, diese Schneckchen fest in das Blattparenchym gewachsen und so eingesenkt waren,¹⁾ dass sie sich auch im Wasser so rasch nicht davon frei machen konnten. Welche Bedeutung hätte aber wohl sessile Lebensweise für eine Landschnecke, überhaupt für ein Landtier? Eine Lebensweise, die auch für im Wasser lebende Geschöpfe selbst bei lebhaft bewegtem Element nur als ein Behelf unter gesonderten Voraussetzungen gelten kann!

Wir haben also offenbar, wenn einen Pulmonaten, dann eine mit der Atmung an das Wasserleben angepasste Schnecke vor uns! Man wird es nicht vorziehen, mit A. FRITSCH die Schnecke dem rein marinen und ganz sessilen *Spiroglyphus* zuzuteilen. FRITSCH sagt: „Dass dies Tier eine Lungenschnecke wäre, die im Brackwasser gelebt hätte, ist sehr unwahrscheinlich.“ Wenn nun die Frage, ob die Kohlenflötzregion, in welcher der sogenannte *Spiroglyphus vorax* FRITSCH vorkommt, ein Brackwasserabsatz wäre, nicht überhaupt ganz abzuweisen wäre, so könnten die Spiroglyphenschalen als Pulmonaten ebenso oder viel eher mechanisch in solche Wassergebiete gelangt sein, als rein marine Vermetiden mechanisch in jenes sicher weit von dem eigentlichen Meer entfernte „Brackwasser“. Es wird aber mit gutem Grunde angenommen, dass die böhmischen Becken, in denen erst das nach unten unvollständige obere Karbon ohne jede Spur mariner Unterlage auf dem silurischen Phyllit lagernd zu erkennen ist, rein limnischer Natur sind (vgl. z. B. KOKEN, die Vorwelt etc. S. 186: „Das karbonische Meer reichte niemals an diese Senken heran,“ und K. A. WEITHOFER, Sitzber. der K. K. Ak. d. W. in Wien 1898 S. 53). Bezüglich des Vorkommens gewisser Fischtypen im Nürschaner Flötz gilt die allgemeine Bemerkung²⁾ von KOKEN l. c. S. 211 zu Recht: „Ganoidfische und Proselachier waren seit der Silurzeit schon in die brackischen und limnischen Gewässer gedrängt; Verbindungen der Binnenseen mit den brackischen Uferzonen des Meeres mögen existiert haben, vielleicht durch grössere Ströme, aber die An-

¹⁾ Auch VAN BENEDEN und COEMANS meinten, dass die Schälchen „collés sur les feuilles“ lebten, also „auf Blättern aufgeklebt (oder fest angeheftet, angeschmiegt) waren“. Hierdurch glauben sie ihre auf eine, wie ich unten ausführen werde, wohl nicht ganz einwandfrei gemachte Beobachtung gestützte Anschauung, dass auf der Unterseite eine grössere Zahl besser unterscheidbarer Windungen sich befinden als auf der Oberseite, erklären zu können, da nämlich bei einer Anheftung nur auf der freien Aussenfläche die letzten Windungszuwachsteile die vorhergehenden Windungen umhüllen könnten, auf der angehefteten Seite aber nicht.

²⁾ Palaeonisciden- und Acanthodinenreste kommen auch mit den erwähnten Schneckchen in dem Kalk der Odenbacher Schichten, freilich nicht nebeneinander, vor; der Odenbacher Kalk ist übrigens nicht stets fossilienführend, die Fischreste sind im allgemeinen sehr spärlich verteilt.

wesenheit dieser Fische drängt nicht absolut auf solche Annahmen hin.“ Am wenigsten dürfte die Annahme der Einwanderung einer auf Meerespflanzen lebenden Schnecke, welche nun auf Landpflanzenblättern lebte, eine nur wahrscheinliche zu nennen sein.

Bezüglich der Faunenvergesellschaftung und Palaeobiologie sei noch folgendes erwähnt: Das Nürschaner Flötz — nach WERTHOFER die Zeugen der Fauna des oberen Karbon enthaltend — liegt nahe an der unteren Grenze des zuerst räumlich noch eng beschränkten Ablagerungsbeckens, das hier über dem Grundgebirge mit jüngeren Schichten als der Liegendzug ist beginnt, der anderwärts über dem Unterkarbon normal auflagert. Die Fauna könnte ebenso aus einem mehr paralischen in ein ganz limnisches Gebiet eingewandert betrachtet werden, als sie aus Süßwasserteichen und Flüssen stammen kann und bei der Bildung grösserer und in ihren Absätzen uns unverändert überlieferter Becken einen stellenweise sehr starken Generationsantrieb erhielt; wir halten das letztere für richtig. Unsere Schnecken kommen nämlich in diesem Flötz zugleich mit massenhaften Resten von terrestrischen und amphibischen Stegocephalen vor, mit eingeschwemmten Myriopoden, Spinnen, Schaben, mit Amphipoden, Phryganeen, seltenen Lurch- und Ganoidfischen zugleich mit *Acanthodes* und *Pleuracanthus*, hochdifferenzierten Selachiern, von denen letzterer hier ziemlich ausser Wettstreit mit grösseren Feinden im Wassergebiet ein behagliches, langlebiges Einzeldasein führte und sicher kein Meerestier war. — Die Annahme parasitischer Lebensweise bei *Palaeorbis* wegen eines offenbar zufälligen Aufliegens auf einigen Spinnenresten [*Promygalis rotundata*]¹⁾ und einem problematischen Krebs (*Prolimulus*) kann durch das Vorkommen in dem sehr fossilienarmen Odenbacher Kalk der Rheinpfalz und den pflanzenführenden Schiefen und Sandsteinen des Karbons anderer Fundpunkte nicht aufrecht erhalten werden. Dagegen könnte das rätselhafte, meist geradezu massenhaft ganz dicht nebeneinander gedrängte Aufliegen von Schälchen in jedem Alter auf undeutlichen Pflanzenresten (immer mit derselben Seite nach unten und nicht mit der Charakteristik der Zusammenschwemmung, d. h. übereinander geschichtet) eher durch eine in den Kreis der Süßwasserpulmonaten gehörige biologische Tatsache verständlich werden. Es wandern ausser *Planorbis corneus* gewisse Planorbisarten bei Erhöhung der Wassertemperatur massenhaft aus dem Wasser, kleben sich etwas ausserhalb des Wasserspiegels an Gegenständen fest und verschliessen ihre Schale mit einem häutigen Diaphragma; sie halten einen „Trockenschlaf“, bei welchem nur *Pl. nitidus* nach 1–2 Tagen zu Grunde geht (vgl. S. 139 O. BUCHNER l. c. 1891, S. 114). Es könnten daher bei *Palaeorbis* solche „Sommerkolonien“ sich auf nahe über dem Wasserspiegel überhängende Blätter geflüchtet haben, mit diesen wieder ins Wasser gefallen sein und so in den feingebänderten, wohl durch rasche, kurzzeitliche Strömungswechsel aus faunistischem und floristischem Detritus gebildeten Brandschiefern begraben worden sein, ehe sie aus der Betäubung erwachten.

Mit diesem Wort „Brandschiefer“ ist nicht, wie mir Direktor SVESTKA mitteilt, ein solcher des tieferen Karbonflötzes zu verwechseln, sondern es ist jener des ca. 15 m höheren Flötzes (nach KATZER, Geol. v. Böhmen S. 1148, folgt ein „Brandschiefer“ unter der Cannelkohle der Nürschaner Flötzgruppe). „Die Spiroglyphen kommen meistens in der Tertia-Plattenkohle vor, welche unmittelbar unter der (fossilreichen) Sekundakohle liegt und den Übergang in diese bildet; selten und einzelt finden sie sich in der Sekunda-, dagegen ganze Anhäufungen in der Tertiakohle“ (SVESTKA). Daher stammen auch die unten besprochenen Untersuchungsstücke.

Nachzutragen ist, dass v. ROEHL diesen karbonischen Schnecken ähnliche Fossilreste auch auf einer Wasserpflanze der rheinischen Grauwacke, dem *Halyserites Dechenianus* GOEPP. gefunden hat; dabei ist es aber noch nicht ganz ausgemacht, ob hier nicht eine Verwechslung mit dem wirklichen *Spirorbis*, der auch lebend auf *Fucus* etc. vorkommt, vorliegt.

¹⁾ A. FRITSCH sagt Bd. IV, Heft II, S. 60, dass diese Spinnen öfters als Parasiten den Vermetusartigen *Spiroglyphus vorax* trügen; Bd. IV, Heft III wird diese Ansicht nicht mehr so scharf ausgesprochen, aber auch nicht widerrufen. Ich glaube, dass diese Ansicht auf Grund des Zusammenliegens der fossilen Reste kaum ausgesprochen worden wäre, wenn nicht die ältere, mit der Auffassung der Pilznatur vererbte Meinung vorhanden gewesen wäre, dass die Schälchen an Pflanzen angeheftet seien; das Vorkommen auf beweglichen Tieren ist für FRITSCH ein Anzeichen, dass die Schnecken sich wenigstens in der Jugend frei bewegen konnten. Es ist zu betonen, dass das Aufeinanderlagern verschiedener fossiler Schalenreste — ohne Weiteres und Genaueres — kein Grund zur Annahme parasitärer Symbiose sein darf.

v. BENEDEN und COEMANS waren dermassen von der Zugehörigkeit der Schneckchen zu den Pulmonaten überzeugt, dass sie ihr Vorkommen als Zeuge gegen die marine Entstehung der Kohlenlager anführten, welche damals (1866) von F. MOHR verteidigt wurde. Es ist angebracht, darauf zurückzukommen, weil in neuerer Zeit wieder Gedanken laut werden, die Entstehung der Steinkohlen aus der Reihenfolge der Veränderungen der Braunkohlen zu streichen und jene nicht als einen einfach nur weiter vorgeschrittenen, dem Ende der Umwandlungen genäherten Gesteinszustand dieser anzusehen (vgl. Chemikerzeitung 1904, S. 180 und 593), wenn auch nicht gerade die marine Entstehung der Steinkohle daraus gefolgert werden muss.

Es scheint daher auch von diesem Standpunkte aus wichtig, die von mir ausgesprochene Ansicht, es handle sich hier nicht um eine Landschnecke, sondern um eine Planorbis-artige Süsswasserschnecke, einer eingehenden Prüfung zu unterziehen. Auch v. BENEDEN und COEMANS denken wie LESQUEREUX an *Planorbis*, glauben aber, dass die Planorbiden nicht so eingerollt seien und nicht unter gleichen Bedingungen lebten. Was den ersten Grund betrifft, so kommen wir darauf zurück, finden aber noch grössere Unterschiede gegenüber den Heliciden etc.; weiterhin wären die Lebensbedingungen, die beide Autoren für *Palaeorbis* wohl auch nicht ganz einwandfrei ausgelegt haben, für die Heliciden auch noch nicht in gleicher Weise und vergleichbarem Grade differenziert beobachtet oder auch nur wahrscheinlich.

Die zur Verfügung stehenden Untersuchungsstücke ergänzen sich in mehrfacher Hinsicht; die böhmischen sind im Kohlenschiefer flach gedrückt, die pfälzischen im Kalk sind körperlich erhalten. Wir betrachten zuerst die böhmische Art, welche eine völliger Kennzeichnung der Gattung ermöglicht.

2. *Palaeorbis vorax* FRITSCH spec.

Fig. 7—17.

Spiroglyphus vorax A. FRITSCH, Fauna der Gaskohle Bd. IV., 3., 1901, S. 80, Taf. 155, Fig. 4.

Es ist die grösste Art der Gattung; ihre Schale ist dünn, an dem Mundrand stets schwächer verkalkt; ihrer Einrollung nach ist sie enggenabelt¹⁾ und zeigt eine starke Zunahme der Windungen; mit 2—2 $\frac{1}{2}$ von aussen sichtbaren Windungen ist indessen die Maximalgrösse schon erreicht; die Wölbung der Schale auf der Ober- und Unterseite ist schwach, zeigt fast stets einen leichten durch die Schichtzusammendrückung verursachten, in mittlerer Lage befindlichen, spiral verlaufenden Eindrückungssprung (Fig. 8, 9, 12 und 17), woraus man schliessen kann, dass da-

¹⁾ Wenn eine gewisse, nicht grosse Veränderlichkeit in der Weite des Nabels je auf der einen oder für sich auf der anderen Schalenseite bemerkbar ist, so sind doch dabei immer Tatsachen zu beobachten, die nahelegen, dass der Anschein einer engeren Nabelung auf kontinuierlich deformierende Druckwirkungen bei der offenbar nicht sehr spröde verkalkten Schale zurückzuführen ist. Diese deformierenden Wirkungen, die öfters einseitige Streckungen erkennen lassen, sind auf den Einschluss der Schälchen in der Kohle zurückzuführen, d. h. in einer Gesteinsart, die doch zweifellos bei dem Verkohlungsprozess gleichmässige und stetige Raumveränderungen erfahren hat.

selbst die Krümmung am stärksten war; nach der Krümmung zum Rande hin zu urteilen, ist der Aussenteil der Windung schmal und gedrückt elliptisch gerundet. Soweit der Erhaltungszustand der stets etwas komprimierten Schälchen es auszusagen zulässt, ist eine Verschiedenheit in der Rundung zwischen Ober- und Unterseite nicht bemerkbar. Ebenso wenig kann ich in der Art der Einrollung, der Zahl sichtbarer Windungen einen deutlichen Unterschied zwischen oben und unten erkennen. Wie sich der Mündungsrand oben und unten verhält, das lässt sich bei der geringeren Verkalkung und der daraus folgenden Feinheit der Schalenpartien an dieser Stelle leider nicht recht feststellen.

Die Schale ist trotz ihrer starken Zunahme an Windungshöhe nur schwach umhüllend; die Umhüllung beträgt etwa ein Viertel der Höhe der Windung zunächst der Mündung. Die Naht, die im Innern einen deutlichen Steilabfall erkennen lässt, ist in der Nähe der Mündung nicht stark verkalkt, löst sich bei der Zusammendrückung leicht und verschiebt sich nach innen; so kommt es, dass der oben erwähnte, spiral laufende Eindrucksbruch in der Mitte der Windung auf den Aussenrand der vorhergehenden Windung ausläuft und wie ein Einbruch längs dieses Aussenrandes der umhüllten Windung erscheint; darnach könnte die irrtümliche Meinung entstehen, dass die Windungen viel stärker umhüllend seien, als sie es tatsächlich sind. Derartig täuschende Zerdrückung stellt auch das Textbild von A. FRITSCH (vgl. Kopie Fig. 17) vor; sie ist auch auf unserer Tafel in Fig. 8 und 9 zu sehen. In der erwähnten Figur von A. FRITSCH läuft die wahre Naht anders, als das in 20facher Vergrößerung gezeichnete Exemplar andeutet, etwa so, wie sie in der Kopie punktiert angegeben ist. Mehrmals habe ich während der Herstellung der Figuren mit dem Zeichner Hrn. G. KELLER bei der Besprechung der Bilder u. d. M. beobachtet, wie diessseits und jenseits der etwas zerdrückten wahren Naht die Rippen der Innenwindung wie Fortsetzungen von solchen der Aussenwindung erscheinen und wie im auffallenden Licht bei verschiedener Beleuchtung unter dem Mikroskop Nahtlinie, Rippen und Furchen parallel der Beleuchtungsrichtung geradezu völlig verschwinden; so entstehen Bilder, wie das von A. FRITSCH dargestellte (von dem auch die Annahme eingegeben werden könnte, als ob die Schale angewachsen gewesen sei, wenn die dargestellte Fläche nicht nach Lage der Mundöffnung die der Oberseite wäre und ähnliche Bilder auf beiden Seiten gelegentlich zu beobachten wären). Unsere Figuren wurden daher in gerade aufeinander senkrechten Beleuchtungsrichtungen gezeichnet und dadurch stets ergänzt.

Die von A. FRITSCH nicht ganz abgewiesene Möglichkeit, als ob die Schälchen wenigstens in ihrem Alter angeheftet gewesen seien, könnte vielleicht durch eine auffällige Skulptur-Unregelmässigkeit im inneren Nabel (vgl. Fig. 9, 10 und 17) bekräftigt werden, über welche wir im Laufe des Nachfolgenden ausführlich sprechen müssen.

Die oben besprochene grosse Gleichheit von Ober- und Unterseite hinsichtlich der Breite, Wölbung und Einrollung erkennt man auch in der radialen Skulptur: es zeigen sich sehr zahlreiche, vom Nabel an fein entspringende Rippchen, welche sich nach aussen sowohl drei- und zweiteilen, als sich auch durch Einschaltung vermehren; ihre Stärke ist nicht sehr verschieden, doch ist das Bild dieser Radialskulptur auch kein ganz regelmässiges. Vom Nabel entspringend, biegen sich die Rippchen vor der Hälfte der Windungsbreite etwas nach hinten ab und verlaufen dann ziemlich geradlinig nach der Externseite. — Quer zu dieser Radialskulptur verläuft eine völlig regelmässige, sehr viel feinere, aber auch schon bei schwacher

Gestalt behandelt werden. In früheren Stadien, wenn bei grosser Zartheit des Abdrucks noch kein Zuwachs mit definitiver Skulptur zu beobachten ist, laufen die sehr feinen Leisten auf der Ober- und Unterseite gleich, nahezu parallel und wie liniert; sie scheinen durch breite Zwischenräume getrennt. Zu dieser Zeit ist auch die Naht in etwas stärkerer Verkalkung als die ausserordentlich schwache der übrigen Schale noch am besten zu erkennen. Sobald aber ein kleiner Ansatz definitiver Skulptur zu sehen ist, dann wird auch die Verkalkung des Nucleus nachträglich rasch stärker und gleichmässiger, die primären Rippen erscheinen kräftiger und werden sehr bald so stark, wie sie im Nucleus ganz ausgewachsener Formen zu sehen sind; dies ist ein Beweis, dass die kalkausscheidende Oberfläche des Tieres noch an der Innenfläche der Schale anlagert und die anorganischen Absätze von innen her verstärkt; in diesem Zeitpunkt ist das Exemplar der Fig. 11. — Die Lage der nach Aussen zugeshärftten Leisten ist eine völlig gesetzmässige; sie laufen nämlich alle ungefähr der Tangente parallel, welche unmittelbar neben (vor) der Mündung an die Peripherie der beginnenden letzten Windung gelegt einen etwa gleichseitig dreieckigen Abschnitt neben der Mündung des Nucleus noch abschneidet.

Aus allem ist zu folgern, dass die Leisten weder aus der spiralen, noch aus der Zuwachsskulptur abzuleiten sind, wie mehr diagonal verlaufende Leisten (sehr selten bei Gastropoden) bei Bivalven, die aber nie ohne typische Zuwachs- oder Radialskulptur zustande kommen (vgl. unten), welche beiden Arten aber hier im Nucleus völlig fehlen.

Ausserdem habe ich aus allen Vorkommen nach genauester Prüfung die Überzeugung geschöpft, dass die Leisten quer über die Naht hinüber gehen, „pervers“ verlaufen, also mit dem allmählichen Wachstum des Gewindes nichts zu tun haben können, sondern in einem kürzeren Zeitraum, nahe dem Ende der ersten Schalenperiode, nahezu gleichzeitig in der offenbar damals noch membranösen Schalenhülle entstanden sein müssen; beim Ueberkreuzen der Naht sind die Runzelrippen zwar unterbrochen (die vergrösserte Fig. 11 ist von Herrn Universitätszeichner GUSTAV KELLER mit grösster Sorgfalt ausgeführt), aber die Erhöhungen diesseits und jenseits der Naht sind so einleuchtend an den 2—3 Runzeln in der linearen Fortsetzung angeordnet, so dass es kein Zweifel ist, dass die Runzelteile je einer Erhebungslinie angehören. Die Runzelung, die offenbar in dem membranösen Teil vor sich geht, findet an der schon etwas verkalkten Naht eine gewisse Unterbrechung, ein Beweis, dass nicht der Verkalkungsvorgang selbst an ihrer Entstehung schuld sein kann. Der Nucleus wird in den verschiedensten Alterszuständen auf der Unterseite der Schale ebenso wie auf der Oberseite (vgl. z. B. Fig. 9 und 12) gleichmässig und gleichartig sichtbar, woraus ebenfalls die grosse Symmetrie der Schale zu erkennen ist.

Zum Schlusse sei erwähnt, dass ich unter den zahlreichen Exemplaren, die in allen Alterszuständen auf den zum Teil grossen Platten nebeneinander liegen, niemals eine Spur von einem Schalendeckel gefunden habe, was, abgesehen von allem anderen, gegen die Zugehörigkeit von *Palaeorbis* zu den Vernetiden spricht; auch ist nach LACAZE-DUTHIERS die Larvenschale der Vernetiden hochgewunden.

3. Palaeorbis ammonis GOEPP. spec.

Fig. 18—21 (Kopien).

- Gyromyces ammonis*, GOEPPERT in GERMAR, Petrific. strat. lithanthr. Wettini et Löbejüni rep. 1853, p. 111, Taf. 39, Fig. 1—9.
- -- II. BR. GEINITZ, Dyas 1861—1862, p. 133, Taf. 35, Fig. 2.
- -- GOEPPERT, Die foss. Flora der Permformation. Kassel 1861, S. 62.
- -- VAN BENEDEN und COEMANS, Bull. de l'Académie de Belgique, 2. Sér. 23. 1867.
- -- v. ROEHL, Fossile Flora der Steinkohlenformation Westfalens. Kassel 1869, Taf. XVI, Fig. 14.
- -- F. GOLDENBERG, Die foss. Tiere der Steinkohlenformation von Saarbrücken. 1877, Heft II, S. 4—7, Taf. II, Fig. 32 und 33 A.

Die in Fig. 18 kopierte Fig. 2 der Abhandlung von VAN BENEDEN und COEMANS lässt nicht den geringsten Zweifel, dass man mit der Einbeziehung der vorigen Art unter die Gattung *Palaeorbis* das Richtige getroffen hat. Eine nähere Erörterung ruft nun die Fig. 3 l. c. hervor, wo zwei Individuen von der Unterseite her, d. h. mit der Drehung nach links, auf einem *Sphenopteris*-Blatt abgebildet sind: „deux coquilles, vues en creux, c'est à dire ne laissant que le moule sur la feuille.“ — „Les coquilles sont probablement tombées“ sagt die Tafelerklärung. Auch die Zeichnung stimmt (bei Beleuchtung von links oben für die ganze Tafel) damit, dass es sich hier nur um das Hohlmodell der Schale, von der Liegend-Seite gesehen, mit der Drehung nach links handle. Dabei ist es aber auffällig, dass man dann die angeblich weiter genabelte Unterfläche der Schale sehen soll, während doch der Abdruck der Oberseite vorliegen müsste, der nach Fig. 2 anders beschaffen ist. Ich glaube daher, dass es sich hier um keinen normalen Erhaltungszustand handelt, sondern um eine auf einer regelmässig entstehenden Eindrückung gegründete Erscheinung, wie ich sie oben S. 130 von *Palaeorbis vorax* beschrieben habe, welche den Anschein der Vermehrung der Spira um eine Windung hervorrufen kann; ohne Mikroskop können hier keine sicheren Feststellungen gemacht und hierbei muss die Beobachtung im auffallenden Licht eine sehr vielfältige sein.

Was nun die verschiedenen unter *Palaeorbis ammonis* zusammengefassten Vorkommen betrifft, so sind die Abbildungen und Beschreibungen ziemlich lückenhaft. Nach GOEPPERT-GERMAR, wo der Habitus in den Abbildungen, so weit der Erhaltungszustand im schwarzen Schiefer es erlaubte, recht gut getroffen wurde, ist die Schale mit zarten parallelen Querstrichen versehen, die nach den Abbildungen weiter auseinander stehen. Nach v. BENEDEN ist die Oberfläche unregelmässig gestreift, nach v. ROEHL zart quergestreift, nach GOLDENBERG regelmässig mit Anwachsstreifen bedeckt, die aber nach der vergrößerten Abbildung weiter auseinanderstehen.

Es scheint hiernach die Schale mit zwar zarten, aber eher unregelmässig als regelmässig und nicht eng zusammenstehenden Streifen bedeckt zu sein. Nach der vergrößerten Abbildung von GOLDENBERG scheint die Windung durchaus nicht umhüllend zu sein, ist es vielleicht auch nur bei dieser Art in sehr geringem Masse. Was davon auf Rechnung des Erhaltungszustandes bzw. der restaurierten Zeichnung zu setzen ist, das kann nicht entschieden werden.

4. Palaeorbis palatinus REIS.

Fig. 1—5.

Das Rotliegende und die Trias in der nordwestlichen Rheinpfalz in Erl. zum Blatt Zweibrücken der geogn. Karte Bayerns S. 112.

Der l. c. gegebenen kurzen Charakteristik, die wir wiederholen, ist weiteres hinzuzufügen. Die Schälchen haben 1 bis knapp 2 mm im Gesamtdurchmesser,

sind relativ etwas weiter genabelt als *Palaeorbis vorax*, sonst aber von sehr ähnlicher Form; sie erreichen aber nicht die Grösse der grössten dieser Art von 2,2 bis 2,5 mm. Die radiale Skulptur ist ebenso zierlich, doch etwas stärker ausgeprägt, nach dem Nabel zu oft zusammengebündelt, die spirale Skulptur ist zurücktretender, aber immerhin deutlich genug; der Nabelabfall ist etwas schroffer. Fig. 4 zeigt die Aussenwölbung mit Skulptur; Fig. 5 noch die Larvenschale in oben gegebener Charakteristik. Der Fig. 1 nach könnte man glauben, dass die Unterseite um ein Kleines enger genabelt wäre, doch scheint dies dem Erhaltungszustand zuzuschreiben zu sein; die beiden Figuren 2 und 3, welche die Oberseite darstellen, liegen nämlich so, dass eine gewisse „Streckung“ in einer Richtung nicht ausgeschlossen ist.

Von *Palaeorbis ammonis* unterscheidet nach unseren vorläufigen Kenntnissen nur die Skulptur, welche dort nach den Angaben der Autoren bei weitem nicht so dichtgedrängt und so regelmässig ist; von *Planorbis kungurensis*, den schon v. BENEDEN und COEMANS zu ihrem *Palaeorbis* stellen und von *Palaeorbis ammonis* durch die feine, regelmässiger Streifung und geringere Breite der letzten Windung abtrennen, unterscheidet ebenfalls die stärkere Zunahme der Windungshöhe. Dabei ist auch noch zu bedenken, dass die dort erreichte Maximalgrösse das Doppelte der Grösse von *Palaeorbis palatinus* beträgt.

5. In fraglicher Weise zu *Palaeorbis* gerechnete Fossilien.

(Fig. 22.)

Es hätte wohl mit Recht für *Palaeorbis ammonis* die Artbezeichnung *carbonarius* DAWSON die Priorität, wenn es absolut sicher wäre, dass diese nordamerikanische Art wirklich der gleichen Gattung angehörte. LEO LESQUEREUX, der die nordamerikanischen Arten gut kannte (Amer. Journ. sc. Ser. Bd. XXXII, 1861, und Bd. XXXIII, 1862), bemerkt bei seiner Erörterung einer von LYELL abgebildeten karbonischen englischen Art, dass die amerikanischen Arten einen dicken stumpfen Mundrand hätten, während die von LYELL abgebildete englische Art einen wellenförmig ausgebuchteten. Diese Abbildung ist in „The students elements of geology von LYELL-DUNCAN 1885, S. 382, Fig. 460 noch zum Vergleich heranzuziehen; sie ist als *Microconchus (Spirorbis) carbonarius* MURCH. bezeichnet. Wenn LESQUEREUX die fraglichen Arten nur nach dem verdickten oder welligen Mundrand unterscheidet, so glaube ich, dass sie überhaupt nicht zu *Palaeorbis* gehören: 1. ist die Schale unsymmetrisch helicidenartig, in Ober- und Unterseite völlig verschieden, 2. ist der jüngste Teil der letzten Windung von der vorhergehenden abgelöst und nach unten abgedreht; wenn die als „variety of same“ unter Fig. 460 b dargestellte mehr dem amerikanischen Typus entsprechen sollte (mit verdicktem Mundsaum), so halte ich diese für eine besondere Art (Gattung *Microconchus*,¹⁾ über deren nähere Stellung im System mir jeder Anhaltspunkt einstweilen fehlt.

Zu dieser Gattung gehört vielleicht auch der von GOLDENBERG sogenannte *Palaeorbis hamatus*, den wir in Fig. 22 wiedergeben. Es ist bekannt, dass eine grössere Anzahl von Landschnecken aus der Familie der Cyclophoriden Neigung zur Ablösung und Detorsion der letzten Windung besitzt. *Microc. (?) hamatus* GOLD. erinnert sehr an *Cyclosurus Muriei* (vgl. SIMROTH in BRONN. Cl. u. Ordn. III, 1898, S. 193—194.

¹⁾ Dieser Name wird in v. ZITTEL'S Handbuch allerdings als Synonym der Anellidengattung *Spirorbis* angeführt.

6. Systematische Stellung der Gattung *Palaeorbis*.

Unter den allgemeinen und besonderen Gründen, die Gattung bei den Süßwasserpulmonaten, zum mindesten bei den Landschnecken unterzubringen, können folgende als die wichtigeren angeführt werden:

1. Der Mangel aller entschiedenen Merkmale, welche auf Verwandtschaft mit nächst älteren bzw. jüngeren Gattungen mariner Proso- und Opisthobranchier hinweisen.

2. Das Fehlen sonstiger mariner bzw. als Brackwasserbewohner zu deutender Schnecken und Bivalven in den die Gattung beherbergenden Ablagerungen, die sich von denen der karbonischen marinen Gebiete scharf unterscheiden, keinen Zusammenhang und keine Übergänge zeigen, welche wie anderwärts als brackische Bildungen eine eigene Übergang fauna enthalten könnten.

3. Das Vorkommen der Schnecken lediglich in Kalken, Sandsteinen, Schiefer-tonen und Kohlschiefern der, soweit nachweisbar, ausnahmslos Sumpf- und Landpflanzen führenden karbonischen und permkarbonischen Schichtkomplexe und zwar sehr häufig auf eingeschwemmten Blättern von solchen Pflanzen.

4. Das nur gelegentliche Vorkommen in Schichten mit Resten von eigentümlichen Hai- und Ganoidfischen, Dipnoern, zahlreichsten Amphibien, Krebsen etc., die eher auf eigenartige Entwicklungsstämme in ganz und lange vom Meer getrennten süßen Gewässern hinweisen. Diese Geschöpfe sind in den Gebieten starker terrigener Sand- und Kiesanschwemmungen und stürmischer Flutungen seltener, wobei sie sich in seichte Flachgebiete lokal zurückziehen. während sie in Zwischenperioden ruhiger Strömungen mit dem Eintreten mehr toniger Absätze und der Möglichkeit des Auftretens von Karbonatabsätzen mit Begleitung von Quellsinterbildungen¹⁾ in ausserordentlicher Individuenzahl, nur lokal in grösserem Artenreichtum und eigenartigster Faunen-Zusammensetzung auftreten. Dabei ist auf gleichzeitige Einschwemmung zahlreicher Landtiere, wie Schaben, Spinnen, Tausendfüssler, ja sogar in Amerika auf das Vorkommen von typischen Landschnecken, *Zonites* und *Dendropupa*, hinzuweisen.

5. Die allgemeine Ähnlichkeit der Einrollung dieser deckellosen Schnecken mit gewissen *Helix*- und *Planorbiden*arten, von welchen beiden Gattungen letztere wegen der grossen Gleichheit von Ober- und Unterseite zunächst in Betracht käme; LESQUEREUX erinnert an den amerikanischen *Planorbis parvus* SAY; es seien die enggenabelten einheimischen Arten der Grp. *Hippeutis* (*Pl. riparius*, *complanatus*, *Clessini* und *nitidus*) und bezüglich der Skulptur die Arten der Grp. *Gyraulus* (*Planorbis albus* und *deformis*) genannt, welche Gruppen O. BUCHNER nach anatomischen Merkmalen den phylogenetisch älteren *Planorbiden* zurechnet (vgl. unten).

Ich möchte vor allem nicht die symmetrische Gestalt der Spira als einen ausschliesslichen Beweis für das Wasserleben bzw. für allseitig freie Bewegungsfähigkeit anführen; die Schalen der freischwimmenden Larven,²⁾ die der Pteropoden und zum Teil der Heteropoden sind ebensowohl symmetrisch als hochgewunden, wenn auch mit SIMROTH zugegeben werden kann, dass das Schwimmen wieder allmählich zur Symmetrie hinführe.

¹⁾ Diese die Fische führenden Gesteine sind Karbonatgesteine von höchster Besonderheit, deren Entstehung zwischen den übrigen, meist sehr kalkarmen Detritusgesteinen viel Rätselhaftes hat, wenn sie auch alles eher sind als marine oder brackische Absätze (vgl. Geogn. Jahreshefte 1903, S. 259—274).

²⁾ Vgl.: Die Gastropoden der Plankton-Expedition von H. SIMROTH, 1895, S. 144.

Es ist nun allerdings ein grosser Sprung zu den nächst bekannten verbürgten *Planorbis*-Arten in Juraablagerungen und es ist auch die Zuteilung unserer karbonischen und permischen Arten zur Gattung *Planorbis* nicht aufrecht zu halten: die Aufstellung der Gattung *Palaeorbis* v. BEX. und COEM. war zwar hinsichtlich der früheren Zuteilung des Fossils zu den Landschnecken viel näher liegend als die neuerliche Abtrennung von *Planorbis*, die nunmehr nach genauerer Kenntnis der Schale, besonders der Larvenschale, notwendig ist.

Wir wollen nun noch erwägen, in welcher Hinsicht die Verhältnisse der Larvenschale für die Zustellung von *Palaeorbis* zu den Süsswasserpulmonaten und zugleich für die ältere Stammesgeschichte dieser Gruppe verwertet werden können; was das letztere betrifft, so stände man ja in der Nähe des Ausgangspunktes der ganzen Gruppe der Lungenschnecken, jedoch mit der Einschränkung, dass man schon einen Vertreter der Heliciden — *Zonites priscus* DAWs., und einen der Pupinen — *Dendropupa vetusta* CARP. — kennt. Dies könnte vielleicht bei einseitiger Berücksichtigung geologischer Tatsachen nahelegen, dass die Süsswasserpulmonaten von den Landpulmonaten in einem Anpassungsvorgang an das Wasser abzuleiten wären. Es dürfte aber die Annahme einer zuerst amphibischen Lebensweise, in deren Anfang man z. B. unter den Fischen die Dipnoer setzt, auch bei den Gastropoden das nächstliegende sein, wie man ja auch solche unter den lebenden Schnecken kennt; es darf da *Oncidium* genannt werden, eine amphibisch lebende marine Lungenschnecke, die ihre Schale verloren hat, aber in der Embryonalentwicklung durch den Besitz einer die Prosobranchier und die übrigen Opisthobranchier kennzeichnenden Veligerlarve, die aber — Pulmonaten-artig — das Ei vor Abschluss der Metamorphose (vgl. unten) nicht verlässt, ausgezeichnet ist; ihre Atemverhältnisse: eine typische, nach hinten verlagerte Lunge und neue adaptive Kiemen auf der Körperoberfläche könnten allerdings wieder für eine rückschreitende Anpassung an das Wasserleben sprechen, wenn man nicht bedächte, dass (vgl. LANG-HESCHELER, Vgl. Anat. d. wrbl. Th. III. 1. Moll. S. 149) schon bei den marinen Opisthobranchiern die ältere, eigentliche Wasseratmungsform der Prosobranchier-Kiemen verschwunden und morphologisch mit ihnen nicht vergleichbare adaptive Kiemen (vereinzelt sogar schon neben den echten Kiemen, den „Ctenidien“) zu beobachten sind.¹⁾ Dann ist daran zu erinnern, dass in neuerer Zeit (vgl. HESCHELER l. c., S. 138) bei

¹⁾ Auch bei gewissen niederen Prosobranchiern sind die eigentlichen Kiemen durch Mantelrandkiemen verdrängt, fehlen sogar echte und adaptive Kiemen, wobei die Atmung durch die Körperoberfläche geschieht; es sei das angeführt, um einerseits das „mehr und weniger Flüssige“ dieser Merkmale, dann das Verhalten bei den Opisthobranchiern verständlich erscheinen zu lassen und dabei die auch von HESCHELER betonte Möglichkeit zu erwähnen, dass die Pulmonaten nicht unbedingt von den bezüglich der Schale viel häufiger ganz reduzierten Opisthobranchiern, sondern beide getrennt (durch *Actaeon* hindurch) von einer sich spezialisierenden Prosobranchiergruppe — *Trochidae* (PLATE-SIMROTH) — abstammen könnten; die zweifelhaften, bald zu den eigentlichen Pulmonaten, bald zu den Opisthobranchiern gestellten marinen Siphonariiden, auf deren eigenartige Schalenform geologisch sehr alte Fossilien zurückgeführt werden, seien deswegen nur nebenbei erwähnt. SIMROTH (BRONN, Cl. und Ordn. des Tierreichs 1896, S. 54) vermutet, dass die oben erwähnte *Oncidium*-Gruppe „nicht von der direkten Linie abzweigt, welche von *Actaeon* zur Wurzel der Pulmonaten führt, sondern möglicherweise von einer anderen Stelle innerhalb der Opisthobranchier.“ Die zu den typischen Süsswasserpulmonaten gehörige tropische *Chilina* besitzt sogar noch die Chiastoneurie der Prosobranchier. PLATE-SIMROTH leiten jene daher durch Vermittlung von *Chilina* von einem Zweig ab, der von *Actaeon* zu den Auriculiden führt, in deren Nähe erst die Landschnecken sich abtrennen. Dies zur weiteren Orientierung über die phylogenetischen Anschauungen der Systematiker und Anatomen.

gewissen linksgewundenen, phylogenetisch älteren Formen tropischer Limnaeiden wohlausgebildete Faltenkiemen in der Atemhöhle bekannt wurden, deren Rückbildungsrudimente man z. B. bei *Planorbis* kennt (was man vielleicht als Beweis einer sehr alten Abzweigung dieser Gattung von Limnaeiden im engeren Sinne anführen kann [vgl. indes unten die Ansichten O. BUCHNERS]). Da mit diesen echten Ctenidienkiemen bei Wasserpulmonaten auch das Sinnesorgan in der Nähe der Kiemen und der Mantelhöhle bei Prosobranchiern, das „Osphradium“ (das die marinen Opisthobranchier schon verloren haben), noch vorhanden ist, so scheint hierdurch die Abstammung der Landschnecken von den Süßwasserschnecken sehr wahrscheinlich gemacht, zugleich auch eine direkte Ableitung der Pulmonaten überhaupt von den uns in ihrer jetzigen Spezialisierung bekannten Opisthobranchiern mehr abgewiesen zu sein.

Die Larven der beiden grossen biologisch geschiedenen Gruppen der Gastropoden zeigen einen Hauptunterschied, die der Prosobranchier und Opisthobranchier haben eine mit einem Schwimorgan, dem „Velum“ versehene Larve, die in frühestem Stadium das Ei verlässt und freischwimmend (meist pelagisch) ihre Metamorphose durchmacht, welche sich auch in der Schalenentwicklung ausdrückt. Viele Larvenschalen sind von denen der mehr litoral lebenden Geschlechtstiere so völlig verschieden, dass sie zu getrennten Gattungen gestellt wurden; manche Larvenschalen werden auch ganz abgeworfen; bei anderen Gattungen zeigen sich anders geartete scharfe Unterbrechungen des Schalenwachstums. Die Metamorphose selbst, d. h. die Summe aller Veränderungen (besonders in der Bewegungsart), welche das Tier vom Larvenzustand aus in die definitive Form hinüber durchmacht, geht hier rasch und plötzlich vor sich.

Sehr gegensätzlich ist dies bei den Pulmonaten, wenn auch bei den im Wasser lebenden grosse Ähnlichkeit mit den Larven der Prosobranchier vorliegen soll. Es entwickelt sich aber bei ihnen keine sich selbständig bewegende Larve. Der Embryo verharrt, die Metamorphose durchlebend, in der Eihülle und verlässt diese als Schnecke, die im wesentlichen die Gestalt des Muttertieres hat; in der fast immer recht grossen Eikapsel¹⁾ nährt sich das kleine Ei von reichlichem Eiweiss. Die reife Eikapsel enthält schon „eine ansehnliche junge Schnecke mit wohl entwickelter Schale“, welche zuletzt die Hülle sprengt und sofort die Lebensweise des Muttertieres beginnt. Die Metamorphose (die Rückbildung der Larvenorgane) ist langsam und stufenweise und endigt bei Wasserpulmonaten bald nachdem das junge Tier das Ei verlassen hat, bei den Landpulmonaten viel später; bei ersteren wäre also gelegentlich noch am ehesten auch im Schalenwachstum eine schärfere Grenzkerbe zu erwarten als bei letzteren, wo eine allmähliche Schalenveränderung mit dem Metamorphosenabschluss sich länger hinziehen würde.

Wenn man nun nach diesen Voraussetzungen die Tatsachen bei *Palaeorbis* beurteilt, so findet man erstens die sehr bemerkbare Grösse der Larvenschale gegenüber der des Geschlechtstieres als hervorzuhebendes Merkmal. Auch ohne auf die Grösse der Eikapseln der Pulmonaten Bezug zu nehmen, ist es klar, dass das Wachstum der Embryonen in Eikapseln ziemlich allgemein das Ausschlüpfen relativ grösserer, reiferer und völlig selbständig gewordener Jungtiere zur Folge hat, dass umgekehrt Geschöpfe, die schon als sehr kleine Larven eine selbständige Lebensweise führen, den Abschluss ihrer Metamorphose

¹⁾ Bei tropischen Pulmonaten erreicht sie, oft sogar etwas verkalkt, die Grösse von kleinen Vogeleiern.

in viel früherer Zeit,¹⁾ d. h. in relativ geringerer Grösse finden, wie sie auch selbst rascher vor sich geht. Ich glaube daher, dass bei *Palaeorbis* die Grösse der Larvenschale in etwa ein Drittel der definitiven Grösse für eine lange Entwicklung spricht, wie solches die Pulmonaten überhaupt zeigen.

Die viel stärkere Verkalkung der Larvenschale nach dem Beginn des Ansatzes der definitiven Schale und der wahrscheinliche Beginn schwacher Verkalkung der Schale erst am Schluss der Larvenperiode (nach meiner Ansicht nach Verlassen des Eis) ist selbstverständlich. Im allgemeinen sind die Larvenschalen der freilebenden Prosobranchier lange membranös; nach SIMROTH bis über 0,3 mm, jedoch auch schon mit energisch beginnender Verkalkung bei 0,1 mm, wie auch erst bei 0,5 mm; bei 1 mm schon völlig verkalkt mit einer Art „reifen“ Skulpturanordnung. Bei gewissen Opisthobranchiern ist nach SCHULTZE (BRONN-KEFERSTEIN Cl. und Ordn. 1862—1866, S. 775, 779 und 783) die Schale nach dem Ausschlüpfen aus dem Ei schon hart und verkalkt. KEFERSTEIN erwähnt auch l. c. S. 785, dass selbst 2''—3'' grosse Tierarten hier schon mit den kleinsten Dimensionen unter 2''' ihre reife Form erreichen. Auch bei Landschnecken, z. B. *Limax*, ist eine sehr frühe Verkalkung der Larvenschale innerhalb des Eis gelegentlich bekannt, vgl. BRONN-KEFERSTEIN l. c. S. 1234, Taf. CVI und Fol. (Arch. de Zool. exper. Taf. XVII und XVIII).

Wir können hieraus keine wirklich Ausschlag gebenden Merkmale entnehmen; auch die deutliche Änderung in der Einrollung bei Beginn der definitiven Schale dürfte als ein nicht unzweideutiges Merkmal nicht in die Wagschale fallen. Wir haben sie damit erklärt, dass die mit ihr bezweckte Erweiterung des Schalenlumens nach Abschluss der Larvenperiode durch das so sehr geringe Längen- d. h. Spiralwachstum der definitiven Schale notwendig verursacht und besonders hervorgehoben sei; die Länge des Eingeweidesacks, der bei der Larve noch planorbidenartiger ist, wächst nachher mehr in die Breite. Ähnlich muss der Beginn der Fusstätigkeit vielleicht mit der Verbreiterung des Fusses wirken.²⁾ Die Entwicklungskerbe mag daher bei dem lebenden *Planorbis* und Verwandten fehlen oder weniger deutlich sein; zum wenigsten wäre sie bei *Palaeorbis* durch den Unterschied zwischen dem Eileben und dem Reife-Leben ebenso erklärt, wie SIMROTH (in Cl. und Ordn. d. Tierreichs, 1898, S. 196—199) die Alloiostrongie zwischen Apex und Spira der Prosobranchier, insbesondere Monotobranchier (vgl. SIMR. l. c., S. 197), durch den Unterschied zwischen pelagischer (freischwimmender) und litoraler (am Boden kriechender) Lebensweise zu deuten sucht.

Wenn ferner die übrige wesentliche Gleichheit der Embryonalschale mit der definitiven für den Vergleich mit den Tatsachen bei Pulmonaten spricht, so ist auch dies nicht so sehr zu betonen, weil in unserem Falle die bei Proso- und

¹⁾ Es ist hier natürlich immer das Grössenverhältnis der Larvenschalen zu den ausgewachsenen Schalen zu beachten; bei Planktonlarven liegen nach SIMROTH die grösseren Formen zwischen 2 und 3 mm, während sich nach unten zu die Grenze nicht feststellen liess; „denn auch unter den kleinsten Formen, die im Ozean gefischt sind, gibt es solche, welche die deutlichen Merkmale eupelagischer Lebensweise und langen Aufenthalts auf hoher See an sich tragen“. — Dabei sind die vermutlichen ausgewachsenen Formen ganz unverhältnismässig vielfach grösser, als dies bei *Palaeorbis* der Fall ist; für *Dolium* gibt SIMROTH an, dass die längste Axe von sieben erwachsenen Formen zwischen 50 und 130 mm, die grösste Queraxe der Larvenschale zwischen 3 und 4,8 mm schwankt.

²⁾ Vgl. auch die Angaben über den mit dem definitiven Schälchen von *Cryptella ambigua* (eine tropische Lungenschnecke) verbundenen Nucleus in BRONN Cl. und Ordn. (KEFERSTEIN) Bd. III. 2. S. 235.

Opisthobranchiern auch sonst nicht seltene nautilidenartige Form der Larvenschale mit der definitiven Schalengestalt an und für sich übereinstimmt.

Was den letzten Punkt betrifft, so ist es zu betonen, dass die Art der Einrollung der Larvenschale von *Palaeorbis* planorbidenartiger, d. h. weitergenabelt ist, als es die definitive Schale ist. Im tellerförmigen Schalentypus treten eben zwei Typen zusammen, von denen der eine auf frei lebende, schwimmende Lebensweise zu gründen ist, der andere nach den interessanten Ausführungen von O. BUCHNER (Württemb. Jahresh. für vaterländische Naturkunde 1891 — „Beiträge zur Kenntnis des Baus der einheimischen Planorbiden“ und ebenda 1892 „die Asymmetrie der Gastropoden etc.“ S. 85) auf das Kriechen in dichtem Grasgeschlinge am Grund von flachen Süßwassern. Die nach den Untersuchungen von SIMROTH für *Limnaea* charakteristische Fortbewegung unter der Oberfläche des Wassers (nicht mit Schwimmbewegungen zu verwechseln) gilt auch nach BUCHNER für *Planorbis*; hierfür ist aber gerade die tellerförmige Schale nicht sehr günstig, da sie sich immer durch den in ihr befindlichen hydrostatischen Apparat, den mit Luft gefüllten Lungensack, umzudrehen strebt. Wohl aber wird die Schale durch den Luft-Lungensack beim Kriechen immer vertikal gestellt, sie lastet nicht auf dem Körper (kann daher auch etwas stärker verkalkt sein) und ist sonach leicht durch das Sumpfdickicht zu führen; dieses unterstützt auch die Entwicklung der Schale zur Symmetrie. Palaeo-biologisch liegen nun solche Zusammenpassungsverhältnisse mit der Umgebung, welche die Schalengestalt von *Planorbis* verständlich machen, auch für *Palaeorbis* viel näher, als die Annahme pelagischer oder mindestens freischwimmender Larven und darauffolgender kriechender, litoraler Lebensweise.

Entscheidendere Wichtigkeit messe ich nun der höchst eigentümlichen Skulptur der Larvenschale bei; es wurde oben festgestellt, dass diese perverse Skulptur mit dem Wachstum der Spira nicht zusammenhängen könne, da sie einerseits weder radiale oder spirale Anordnung zeige noch unter einem einfachen Winkelverhältnis zu diesen beiden Richtungen stehe, dass ihr ein scharfes Merkmal der Skulptur der definitiven Schale ganz fehle, andererseits aber auch erst ganz am Schluss der Larvenentwicklung entstanden sein könne, da sie quer über jüngste und älteste Teile der letzten Larvenwindung in einander fast parallelen Runzeln, die Naht durchkreuzend, hinübersetze. Trotzdem ist aber festzuhalten, dass die Skulpturleisten bei ihrem völlig anomalen Verlauf doch in Zahl (7—9) und Form eine ziemlich grosse Regelmässigkeit zeigen. Es wurde zwar darauf hingewiesen, dass jüngste Exemplare noch ohne den Ansatz eines Sektors der definitiven Schale schon die undeutlichen Skulpturlinien besitzen und erst nach Ansatz eines solchen deutlichere; dies ist offenbar eine Folge des Erhaltungszustandes, da vorher die Verkalkung der hornartigen Larvenschale noch eine sehr geringe ist und die Skulptur durch den Schichtendruck ihre Reliefhöhe verliert, wenn auch niemals ganz verwischt wird (vgl. Fig. 15 und 16).

Was nun die Schalen freischwimmender Larven von Prosobranchiern betrifft, so haben sie zum grössten Teil ausgesprochene Skulpturen in Anwachs- und Spiralstreifen, die stets nur an dem jüngsten Teil der Schale neu gebildet werden; es wurde auch durch SIMROTH ein Fall bekannt, wo die tatsächlichen Skulpturleisten mit diesen idealen Linien zwei unter 45 Grad gekreuzte „diagonale“ Richtungen bilden. SIMROTH hat ausgesprochen, dass derartige Änderungen durch die deutliche Einwirkung der Spindel entstehen, d. h. also wohl durch alle die motorischen und konnektiven Beziehungen des Weichtieres zur Schale, durch welche die ein-

gebogene Innenseite (Spindel­seite) des Munds­aumes vor dessen frei ausgekrümmter Aussenseite ausgezeichnet ist, deren Einfluss sich aber sehr wohl bis zur Aussenslippe fort erstrecken kann. Es ist dies eine Folge der Asymmetrie des Tieres für die äussere Skulptur der Schale.

Hiervon kann natürlich bei *Palaeorbis* und deren Larvenschale nicht die Rede sein,¹⁾ wie auch hervorzuheben ist, dass alle jene Skulpturabweichungen bei Veligerlarven mit der Spira regelmässig fortwachsen und niemals „pervers“ sind, wie dort.

Ähnliche Abweichungen gibt es auch bei Bivalven (und seltener bei Gastropoden), wo aber auch entweder die Beziehung zur Fuss- oder Siphonalöffnung bzw. zur Lunula und Area massgebend sind, d. h. ein ausserhalb des elementarsten Schalenwachstums liegendes zweites Moment. Bei *Mitrularia* (vgl. SIMROTH [nach FISCHERS Konchyliologie] Taf. XX, Fig. 5, Cl. und Ordn. d. Tierr.) scheint es die Beziehung zu der Muskelkalkplatte zu sein, welche eine „diagonale“ Skulptur verursacht.

Wir können um so viel mehr die bei *Palaeorbis* erst am Schluss der Larvenzeit auftretende „perverse“ Skulptur (nachdem wir oben begründet haben, dass der Verkalkungsvorgang selbst nicht daran schuld sein kann) nur durch eine Anpassung der Gesamtschale an äussere und aussergewöhnliche Umstände, jedenfalls nicht ohne mechanische Wirkungen äusseren Drucks, erklären. Hier dürfte vielleicht zuerst an PLATES Erklärung der Entstehung der Heterostrophie erinnert werden, ohne sie uns zu eigen zu machen; es soll die „Umkipfung“ der Larvenschale (Heterostrophie) nur durch einen bei völlig asymmetrischer Schalenbildung wirkenden ganz einseitigen Druck von der fortwachsenden Windung her stattfinden, der bei dem Spiralwachstum der ersten definitiven Windungen endlich die Larvenschale umkippen lässt. Die Larvenschale müsste dann bis zu einer bestimmten Grenze eine gewisse Nachgiebigkeit in der Form und Lage besitzen, könnte für diesen Fall auch Zusammendrückungsspuren zeigen, wenn solche nach der Konsistenz der Schale selbst noch möglich sind.

Sollte vielleicht bei *Palaeorbis* die sich ansetzende definitive Windung durch Rückdruck auf die etwa membranöse Schale derart runzelnd eingewirkt haben? Dem gegenüber ist zu bemerken, erstens dass die Runzelung schon zu einer Zeit vorhanden ist, wo noch nichts oder nur ganz wenig von der definitiven Windung gebildet ist; zweitens dass da, wo die definitive Schale in gering angesetztem Sektor noch ganz schwach verkalkt ist (ihre Skulpturlinien noch fein und zart sind), jene Runzeln schon viel stärker verkalkt sind; dies zeigt einerseits die geringere Möglichkeit der Einwirkung der definitiven Schale auf die Larvenschale, andererseits einen zeitlichen Vorsprung der letzteren, der sich nicht nur auf die Verkalkung, sondern noch vielmehr auf die Skulpturentstehung beziehen muss;

¹⁾ Nach BUCHNER fehlt den Süsswasserpulmonaten der eigentliche Spindelmuskel, der zum Teil das energische Zurückziehen des Tieres in die Schale, zum Teil die Befestigung bewirkt; letztere soll bei *Planorbis* auch durch den ausserordentlich langen Eingeweidesack bewirkt werden; doch setzt sich nach BUCHNER an der Basis der letzten Windung, diametral der Mündung der Schale gegenüber, eine verdickte Partie des Hautmuskelschlauchs fest, welche bei der eigentümlichen Bewegungsart dieser Tiere unter der Wasseroberfläche dem infolge der Schwimmblasenwirkung des Lungensacks vorkommenden Umkippen der Schale entgegenwirkt; die Limnaeschale ist hierin bevorzugter und es ist vielleicht durch alle diese Umstände erklärlicher, dass bei *Planorbis* gelegentlich (foss.) eine vollständige Abweichung von der Tellerform und Übergang zur Limnaeidenform bei Arten mit geringerer Anzahl von Windungen möglich ist.

drittens ist es kein Zweifel, dass die Runzelung entstanden ist mit oder wenigstens unmittelbar vor der Bildung des stets verdickten Mundsaums der Larvenschale, da dieser als letzte Bildung der ganzen Phase die äussersten Runzeln regelmässig abschneidet, d. h. ihre weitere Erstreckung und Verlängerung über etwa noch entstehende Schalentheile beschränkt.

Die oben erwähnte Unterbrechung der Rippen an der stärker verkalkten Naht beweist, dass sich hier der Runzelung ein Widerstand entgegenstellte, der nur in der stärkeren Verkalkung, d. h. dem vorgeschritteneren Schalenwachstum beruhen kann. Von diesem Schalenwachstum ist aber jede normale Skulpturentstehung nicht zu trennen, auf welche daher die Runzelung nicht zurückgeführt werden kann, da sie von jenem unterbrochen ist. Sie ist eine vom Schalenwachstum völlig unabhängige Erscheinung.

Demnach ist es wohl kein Zweifel, dass gegen Ende des Larvenlebens die jetzt fast $1\frac{1}{2}$ Windungen umfassende Schale unter einem sich ziemlich gleichbleibenden Druck stand, welcher von der der Mundöffnung zugewandten Seite und von der vor ihr liegenden Region auf beiden Schalenflanken quer über die Naht verlaufend wirken musste, dabei aber von hinten nach vorne mit derselben Stärke zurückstaute; es musste aber auch auf den Flanken ein einfaches Ausbiegen verhindert sein. Die oben erwähnte Tatsache, dass das definitive Schalenwachstum sofort eine Vermehrung des Schalenlumens bewirkt, legt den Gedanken nahe, dass die Runzelung eine Folge der reziproken Verhältnisse in der vorhergehenden Lebensphase, besonders am Schluss derselben ist, d. h. die Folge einer Raumverminderung bei einer allseitig umgebenden Einengung des Schalenwachstums.¹⁾

Man wird hierdurch zu dem Schluss berechtigt, dass das Larvenleben und die Metamorphose im Ei stattfand, wie wir dies von den Pulmonaten wissen, denen die freilebende Larvenentwicklung fehlt; man wird verstehen, dass vor dem Austritt des reifen Tieres aus dem Ei dieses mit seiner Schale am meisten beengt sein muss und nur wenig besondere, äusserliche und örtliche Umstände dazu gehören können, dass sich entweder voluminösere Larven entwickeln oder die Eischale erst später durchbrochen wird. Hierbei ist zu bedenken, dass man im Beginn des Pulmonatenstammes sich befände, hier wie bei dem marinen *Oncidium* noch von den Prosobranchiern überkommene Larvenorgane (vgl. Velum) im Ei zur Ausbildung kommen konnten, welche am Schlusse des Eilebens in angegebener Weise beengend wirken mussten. Andererseits ist auch wahrscheinlich, dass die Süswasserpulmonaten von marinen, ursprünglich schon dipneumonischen Prosobranchiern abstammen und nicht erst im Süswasser den Übergang von Kiemenschnecken zu Lungenschnecken durchgemacht haben; für Pulmonaten der Kohlenformation, woselbst in der Geschichte der Formationen zum ersten Male in umfassendster Weise ausgesprochene Inlandbecken mit nicht marinen Anzeichen auftreten, wäre daher in der Stammesgeschichte auch die Möglichkeit gegeben, Süswasserpulmonaten an ältere marine Pulmonatenvorfahren unmittelbar anzuschliessen. Während dabei der Embryo im Ei unter der Veränderung der Lebensbedingungen noch keinen

¹⁾ Ich erinnere daran, dass die Embryonen von *Lacerta* wie ein Posthorn gekrümmt im Ei liegen, dass sogar die der Schlangen in eine ganze Reihe von Windungen eingerollt sind. MARSHALL (Zeitschr. HUMBOLDT, 1886, V. S. 243) glaubt, dass die Längenentwicklung bei Schlangenembryonen schon zum Ausdruck komme, die Eihülle selbst aber nicht in derselben Masse mitwachse. Dass der Embryo bei *Palaeorbis* planorbidenartiger scheint, die Schale selbst aber im Längenwachstum sehr retardiert ist, das wäre ein analoger, wenn auch umgekehrt liegender Fall (vgl. unten).

weiteren Einflüssen unterliegt,¹⁾ wird das ausgeschlüpfte freie Tier und noch die von dem Geschlechtstier dem Ei mitgegebene Eikapsel mit Nahrungsinhalt unter solchen wohl eher zu leiden gehabt haben; hierauf möchte ich die bei der definitiven Schale von *Palaeorbis* gegenüber der Larvenschale zu bemerkende Retardation im Längenwachstum einerseits und ein von der verringerten Grösse des Geschlechtstieres beeinflusste Unzulänglichkeit der Eihülle mit Nahrungsinhalt gegenüber dem Embryo andererseits zurückführen.²⁾ — Ich bin weit davon entfernt, diese Erörterung der Wahrscheinlichkeiten für Gewissheiten ausgeben zu wollen; sie gehört aber zur provisorischen Abrundung und möglichsten Vertiefung des Gegenstandes; sie wird zukünftigen Bearbeitern verwandter Fossilien Gelegenheit geben, zu prüfen, wie andere Tatsachen hiermit in Einklang oder Widerspruch stehen.

Hierdurch könnten also die Nucleusverhältnisse für *Palaeorbis* als Süßwasserpulmonaten weniger anormal erscheinen, wie wir auch anführen können, dass z. B. bei der pulmonaten *Cryptella ambigua* (einem tropischen Limaciden), bei der auch merkwürdige Eierscheinungen vorliegen sollen, ein von der definitiven Schale deutlich abgesetzter eigenartiger Nucleus bekannt ist (vgl. Br., Kl. u. O., III., 2., S. 1235).

Die Tatsachen der Larvenschale bieten also wohl neue Anhaltspunkte für die Einreihung von *Palaeorbis* bei den Lungenschnecken, eine Frage, die begrifflicherweise für geologisch so alte und so isolierte Fossilien lediglich nach der Schale zu entscheiden äusserst umständlich ist, in manchen Fällen selbst unmöglich sein kann; die etwa nicht dafür sprechenden Tatsachen scheinen nach allem, was der Berücksichtigung wert erachtet werden kann, nicht gerade ausschlaggebend.

Die Einreihung unter den Süßwasserpulmonaten, speziell der Anschluss an die Limnaeiden bzw. Planorbiden ist bis jetzt somit auch nicht näher zu präzisieren; hierzu kommen noch die Schwierigkeiten in der Stammesgeschichte, wie in der Systematik der Planorbiden selbst. O. BUCHNER, der die eingehendste anatomische Bearbeitung der einheimischen Planorbiden veröffentlicht hat, glaubt, dass „sie mit zu den ältesten Formen der Süßwasserschnecken gehören“, jedoch wahrscheinlich andere marine Gattungen zu Ahnen hätten als die Limnaeiden. „Vielleicht beruht sogar die augenscheinliche Einheit der Gattung *Planorbis* selbst nur auf Konvergenzerscheinungen!“ — Jedenfalls betrachtet er unseren typischen *Planorbis corneus* als die phylogenetisch jüngste Form, während er *Pl. nitidus* und *complanatus* (zur Gruppe *Hippeutis* gehörig), andererseits *Pl. albus* und *cristatus* (zur Gruppe *Gyraulus* gehörig), nach gewissen anatomischen Merkmalen übereinstimmend, als viel ältere Typen ansieht.

Letztere Planorbidengruppen sind aber auch jene, auf deren vereinzelt Vertreter wir bezüglich der Einrollung und Skulptur der definitiven Schale von *Palaeorbis* verweisen konnten.

¹⁾ Ich berufe mich hierbei z. B. wiederholt auf die Erhaltung des eigentlich zum Schwimmen dienenden Velum im Ei von *Oncidium*.

²⁾ Bei den Nachkommen hätte sich dann beides wieder ausgeglichen: Zulänglichkeit der Eihülle und stärkeres Spiralwachstum des Geschlechtstieres; die Larvenschale zeigte dann keine Runzelung und die definitive Schale keine Veränderung der Einrollung; die Kerbe verschwände von selbst.

Tafel-Erklärung.

[Die Zahlen in den Figuren selbst bedeuten die natürlichen Grössen in Millimetern.¹⁾]

Fig. 1—5. *Palaeorbis palatinus*; Fig. 1 von unten; Fig. 2 von oben und halbschief von dem Aussenteil der Windung; Fig. 3 von oben; Fig. 4. Aussenseite der Windung; Fig. 5 mit Teilen der Larvenschale: Fundort Ebernburg, Odenbacher Schichten. **Fig. 6.** Unbestimmbarer Rest, zugleich mit *Palaeorbis palatinus* in den Odenbacher Schichten bei Ebernburg gefunden; er ist teils von der Schalensubstanz entblösst und angewittert. **Fig. 7—17.** *Palaeorbis vorax*, aus der Tertia-Kohle der Nürschaner Flötzgruppe — Pilsener Becken; (Fig. 7—11 und 15. Unterseite der Schale, Fig. 12—14 und 17. Oberseite), die zarten Schälchen sind in verschiedener Weise im Schiefer deformiert. **Fig. 7.** Definitiver Schalenabschnitt sowohl an seinem Anfang, wie seinem Ende durch Druck etwas von der Larvenschale gelöst. **Fig. 8** zeigt durch Eindrückung der letzten Windung entstehende Täuschungsbilder (vgl. Fig. 17). **Fig. 9.** Das ausgewachsenste Exemplar mit der noch erkennbaren Larvenschale. **Fig. 10** stärker flachgedrückt, ein etwas jüngeres Stadium als Fig. 9. **Fig. 11** zeigt die Larvenschale mit Ansatz der definitiven Schale in ca. 50facher Vergrösserung; die Embryonalnaht und der verdickte Mundrand ist deutlich; man achte auf die ausserordentliche Verschiedenheit in der Skulptur. **Fig. 12.** Einseitig gestreckte Schale von der Oberseite. **Fig. 13 und 14.** Jüngere Stadien mit noch nicht ganz unhüllten Larvenschälchen, der jüngste Teil der definitiven Schale beim Ansatz an den Larvenschälchen abgebrochen und durchgedrückt; hier ist der Ansatz nirgends normal erhalten. **Fig. 15 und 16** jüngste aufgefundene Stadien noch vor oder beim Beginn des Ansatzes der definitiven Schale; in Fig. 16 ist übrigens der Mündungsabschnitt noch viel fragmentärer erhalten als bei Fig. 15, wo wenig fehlt, die Naht aber undeutlicher ist; die Verkalkung ist sehr gering und die Runzelskulptur zerdrückt. **Fig. 17.** Kopie nach FRITSCH (vgl. oben S. 130 u. Fig. 8). Die wahre Naht dürfte in der angedeuteten Punktlinie liegen und bei der Beleuchtung des Objekts von links, wie dies unter dem Mikroskop bei auffallendem Licht leicht der Fall ist, unsichtbar geworden sein. **Fig. 18.** Kopie nach v. BENEDEN und COEMANS. **Fig. 19.** Kopie nach H. BR. GEINITZ. **Fig. 20—21.** Kopie nach GERMAR-GOEPPERT, **Fig. 22.** *Microconchus (?) hamatus* GOLDENBERG. Kopie nach GOLDENBERG.

¹⁾ Alle Kopien sind durch die fotogr. Verkleinerung um ein Fünftel linear verkürzt; die Forderung einseitiger Beleuchtung für sämtliche Figuren und gleicher Orientierung der Mundöffnung konnte bei diesen Zeichnungen mit Hilfe des Mikroskops nicht eingehalten werden.



Die Bahnaufschlüsse bei Fünfstetten am Ries und an anderen Punkten der Donauwörth-Treuchtlinger Linie.

Von

Dr. Ludwig von Ammon.

— — — —

Zur Zeit wird im südlichen Teil unseres Juragebietes eine neue Bahnlinie, die die Verbindung von Donauwörth mit Treuchtlingen herstellt, gebaut. Ihre 34 km lange Trace läuft hauptsächlich in dem zum bayerischen Kreis Schwaben gehörigen Teil der Fränkischen Alb durch, welches Gebiet sich durch besondere geologische Eigentümlichkeiten auszeichnet, da es bereits zu dem von den Riesphänomenen betroffenen Territorium gehört. Entlang der neuen Linie sind zahlreiche Einschnitte entstanden, die belehrende Aufschlüsse gewähren: es dürfte daher geraten sein, die wichtigeren dieser neuen Aufdeckungen kurz zu besprechen. Es sei dabei gleich vorausgeschickt, dass es nicht im Plane liegt, die schwierigen Verhältnisse der Riesgeologie näher zu erörtern; es soll hier nur über einiges an den vorhandenen Aufschlusspunkten Beobachtete mit wenig Worten berichtet werden, hauptsächlich auch aus dem Grunde, um die Aufmerksamkeit derjenigen Geologen, welche mit so grossem Eifer und schönen Erfolgen gegenwärtig mit der Lösung der verwickelten Riesfragen sich beschäftigen, auf die neuen Stellen zu lenken und sie so zu veranlassen, ihre fruchtbringenden Studien auch auf diese Punkte auszudehnen.

Vorteilhaft für die Beobachtung erwiesen sich insbesondere die viel Neues bietenden Bahneinschnitte in der Fünfstetter Gegend, was auch im Titel dieser Arbeit zum Ausdruck gelangte, und dann bei Weilheim, nördlich von der Stadt Monheim.

Wo die Bahnlinie im Gebiete östlich von Fünfstetten die flachen Rücken des Plateaus bei der Querung der Strässchen nach Itzing und Flotzheim durchschneidet, sind prächtige Aufschlüsse in jurassischen (auch älteren jurassischen) Bildungen und in den Trümmerschichten (den Riesschuttmassen) geschaffen worden, während ein ziemlich langer, den Breccienkalk des weissen Jura und die hier hauptsächlich mit demselben Material erfüllten Trümmerlagen entblössender Einschnitt weiter nordöstlich bei Nussbühl, östlich vom Asbacher Hof, sich befindet.

Im Nussbühler Einschnitt — um auch die **Höhenverhältnisse** der Bahnlinie kurz zu erwähnen — hat die Trace ihre grösste Höhe (510 m) erreicht. Etwa 40 m tiefer liegt der Bahnhof Mündling, während die Station Donauwörth einem Niveau angehört, das um mehr als 100 m niedriger ist als das des Geleises am Nussbühler Plateau. Auf der nördlichen Abdachung kommt die Basis des 20 m hohen Weilheimer Einschnittes etwa 30 m tiefer zu liegen als der beim Asbacher Hof durchziehende Teil der Linie, in Vergleich zu welcher Höhe (510 m) der Bahnhof Möhren ungefähr 60, die Station Treuchtlingen 90 m tiefer sich befindet.

Es darf nicht unerwähnt bleiben, dass in manchen Teilen der Strecke mit den Arbeiten erst angefangen wird, andererseits, dass bei mehreren Einschnitten, auch wenn sie jetzt schon eine starke Ausfurchung zeigen, eine beträchtlich grössere Tiefe noch erreicht werden muss. Das ist z. B. beim Weilheimer Einschnitt der Fall, auch der Nussbühler wird eine weitere Aufdeckung des Gesteins um 8 m erfahren. Es ergibt sich sonach, dass mehrorts die Aufschlüsse dem Beobachter späterhin ein anderes Bild als gegenwärtig gewähren werden. Doch schien mir notwendig, schon jetzt die Begehungen an der ganzen Strecke zu machen und das Gesehene in kurzer Schilderung wiederzugeben: die Einebnung und der Anbau der Böschungsflächen schreitet stetig vor, an zahlreichen während des Baues deutlich erschlossenen Punkten wird daher nach einiger Zeit kein Einblick in die Einzelheiten mehr ermöglicht sein.

Es wird notwendig sein, mit ein paar Worten einiges allgemeine aus der **Riesgeologie** vorzuschicken.

Die Gegend von Fünfstetten gehört zum Vorries. Unter dieser Bezeichnung wird in neuerer Zeit der mit besonderen Eigentümlichkeiten versehene Landstrich begriffen,¹⁾ der ausserhalb der eigentlichen Rieseinsenkung liegt und von dieser meist durch mehr oder weniger deutliche Randzonen getrennt ist. Im Rieskessel selbst scheint im Untergrunde ein kuppelförmiger Aufbau von Urgebirgsgestein vorwaltend granitischer Natur ausgebildet zu sein. Das Vorriesland stellt sich den vom Ries weiter abgelegenen, für das bayerische Gebiet hauptsächlich nach Osten zu sich ausbreitenden Teilen des geschlossenen Juraplateaus gleichfalls, wie neuere Autoren meinen, als eine Art Senke dar. BRANCO und EB. FRAAS waren²⁾ es, die zuerst den glücklich gewählten Namen Vorries in die Wissenschaft einführten. Eine auffällige Erscheinung, der man häufig im Gebiete des Vorrieses begegnet, ist die Vergriesung oder Bildung von Trümmerkalk, in welchen sich das ursprünglich kompakte und unversehrte Juragestein umgewandelt hat. Man schreibt neuerdings die Zertrümmerung oder Vergriesung gewaltigen Explosionsvorgängen zu und fasst diese als ein frühes Entwicklungsstadium vulkanischer Erscheinungen auf.³⁾ Wo die vulkanischen Phänomene in stärkerem Grade sich geäussert haben,

¹⁾ W. BRANCO, Das vulkanische Vorries und seine Beziehungen zum vulkanischen Riese bei Nördlingen, Berlin 1903 (Abhandlungen der K. preuss. Akademie der Wissensch. vom Jahre 1902). — W. v. KNEBEL, Studien über die vulkanischen Phänomene im Nördlinger Ries. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges. Bd. 55, 1903.

²⁾ BRANCO und FRAAS, Das vulkanische Ries von Nördlingen in seiner Bedeutung für die Fragen der allgemeinen Geologie. Abhandlungen d. K. Akad. d. Wissensch. Berlin 1901. — E. FRAAS, Das geologische Problem im Ries. Jahreshefte des Vereins für vaterländ. Naturkunde in Württemberg. 57. Jahrg. 1901, Sitzungsber. S. LXXXV.

³⁾ BRANCO, Die Griesbreccien des Vorrieses als von Spalten unabhängige, früheste Stadien embryonaler Vulkanbildung. Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wissensch. XXXVI, 1903.

befinden wir uns bereits im engeren Ries. Die Explosionen und die etwas später erfolgten Durchbrüche des vulkanischen Tuffes werden als spätmittelmiozän angenommen.¹⁾ Über die erwähnten, auch für allgemeine Fragen in der Geologie hoch bedeutungsvollen Punkte sind gerade in neuerer Zeit mehrere wichtige Arbeiten²⁾ erschienen. Als die Verfasser solcher wertvoller Beiträge zur genaueren Kenntnis unseres Rieses sind ausser den beiden schon oben angeführten Forschern namentlich KOKEN und v. KNEBEL zu nennen.

Die Gegend von Fünfstetten zeichnet sich, wie auch die im Nordosten anschliessende von Otting und Weilheim, d. h. das ganze Gebiet nordwestlich von Monheim, durch besonders reichliche Entwicklung der Griesbreccien und Trümmerkalke aus. Das ist übrigens auch der Fall im Gebiete nach Südwesten hin, z. B. bei Mündling, und der Strich Mauern—Ebermergen—Wörnitzstein, den die Bahn bei Osterweiler und an den Gehängen des Ollach- oder Ellerbachtälchens anschneidet, bildet sogar ein besonders ausscheidbares Erschütterungsgebiet.³⁾

Ein Vorkommen von vulkanischem Tuff wurde durch die Bahnarbeiten, wenigstens bis jetzt, nicht aufgedeckt. Bei Otting läuft jedoch die Bahn ziemlich nahe (etwa 300 m) an einer ausgedehnten Trassablagerung, die sich nordwestwärts vom genannten Dorfe ausbreitet, vorbei.⁴⁾ Bei dieser Gelegenheit möchte ich ein schönes Exemplar einer vulkanischen Bombe vorführen, die ich seinerzeit am Kolbshügel bei Bollstadt, südlich von Nördlingen, eingesammelt habe (s. Figur 1, Seite 148). Die Bombe, die verkleinert dargestellt ist, besitzt in der Originalgrösse die ansehnliche Länge von 28 cm bei einer Breite von 14 cm. Bei der Stellung der Bombe, wie sie die Figur a des Bildes zeigt, werden die beiden Längsränder

¹⁾ W. v. KNEBEL, Weitere geologische Beobachtungen am vulkanischen Ries bei Nördlingen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 55, 1903.

²⁾ Zu den bereits genannten Veröffentlichungen kommen noch hinzu: E. FRAAS, Die geologischen Verhältnisse im Ries. Berichte über die Versamml. des Oberrhein. geol. Ver. Stuttgart 1903; KOKEN, Geologische Studien im fränkischen Ries I. und II., Neues Jahrb. für Min., Geol. u. Nat., Beilageband 12 und 15, 1889 und 1902; derselbe, Die Schlißflächen und das geologische Problem im Ries. N. Jahrb. für M., G. u. P. 1901; v. KNEBEL, Beitrag zur Kenntnis der Überschiebungen am vulkanischen Ries von Nördlingen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 54, 1902; derselbe, Die vulkanischen Überschiebungen bei Wending am Riesrand. Ebenda Bd. 55, 1903. — Auch die vulkanischen Tuffe haben neuerdings einen Bearbeiter gefunden (Jahresh. d. Ver. für vaterl. Naturkunde in Württemberg, Jahrg. 1905), in dieser von R. OBERDORFER geschriebenen Abhandlung ist, wie auch bei v. KNEBEL, die gesamte geologische Riesliteratur zusammengestellt. — Vergl. auch KLAUTZSCH, Neuere Arbeiten zur Geologie des Rieses bei Nördlingen. Naturw. Rundschau 18, 1903.

Einer älteren Phase in der Geschichte unserer Kenntnis der geologischen Verhältnisse vom Ries gehören die bei den beiden letztgenannten Autoren gleichfalls zitierten grundlegenden Arbeiten von GÜMBEL, DEFFNER und O. FRAAS an. Auch SANDBERGER hat einen Beitrag zur Riesgeologie geliefert im Kapitel „Binnenmollusken der Süsswasserschichten des Rieses bei Nördlingen“ seines Werkes, Die Land- und Süsswasserconchylien der Vorwelt 1870—1875, S. 622 ff. Zur Vervollständigung des Hinweises der auf das Ries sich beziehenden Schriften, falls dabei nicht allein rein geologische Darstellungen in Betracht kommen müssen, sei noch erwähnt CHR. GRUBER, Das Ries, eine geognostisch-volkswirtschaftliche Studie, Leipzig 1899, worin das Ries als eine geographische Einheit geschildert wird, und A. FRICKHINGER, Der Ries-See, sein Entstehen, Bestehen und Verschwinden (36. Bericht des Naturw. Ver. für Schwaben und Neuburg in Augsburg); der Verfasser der zuletzt aufgeführten Publikation trat bekanntlich als einer der ersten Pioniere zur Erschließung des Rieses in naturwissenschaftlicher Beziehung auf.

³⁾ v. KNEBEL loc. cit. (siehe Anmerkung 1 dieser Seite), S. 29.

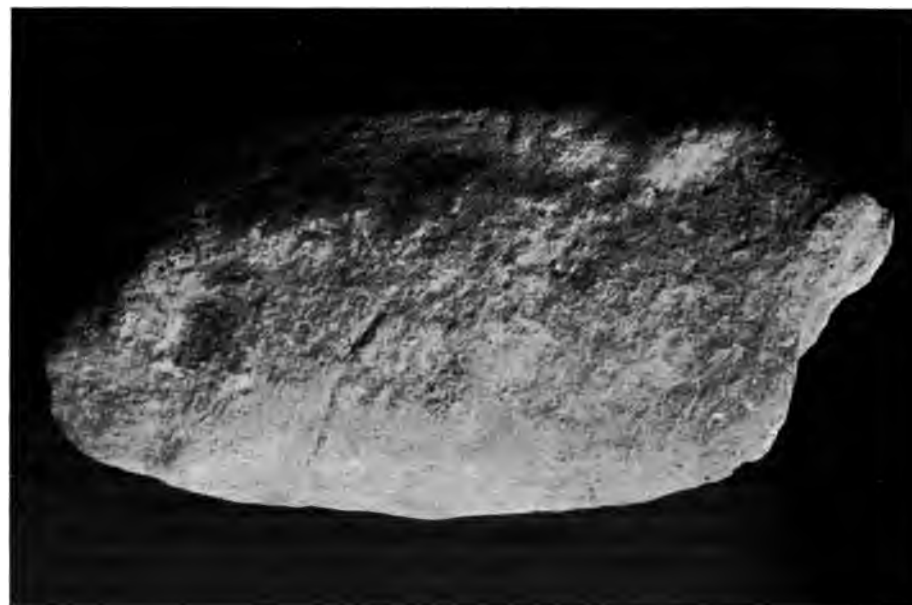
⁴⁾ Ein kleiner bis jetzt noch nicht bekannter Flecken von vulk. Tuff (S. 173) befindet sich nahe an der Strecke der von Fünfstetten über Flotzheim nach Monheim sich ziehenden Lokalbahn.



a

Vulkanische Bombe vom Kollis bei Bollstadt. (Um etwa ein Drittel verkleinert.)

b



von der „Randnaht“ oder dem „muschelschlossähnlichen Rande“ und der gegenüber befindlichen, in derselben Ebene liegenden „Knicknaht“ gebildet.¹⁾ Die schrägen Streifen in dem eingetieften Teil der Bombenoberfläche (siehe Figur a) dürften den „schraubenartigen Windungen“, die der unten angezogene Autor erwähnt, entsprechen und deuten an, dass in unserem Falle eine Rotationsbombe vorliegt. Bekanntlich findet man auch flache, kuchenförmige Projektile nicht selten, namentlich aber sind tauförmige Gestalten²⁾ häufig. Die Gesteinsmasse der Bomben ist bekanntlich glasiger Art. Bis in die neueste Zeit ist noch kein mikroskopisches Bild des Rieser Eruptivgesteins veröffentlicht worden, weshalb ich ein solches hier beisetze (Figur 2); übrigens hat jüngst auch OBERDORFER³⁾ eine Abbildung (Glasige Bombe von Hohlheim, Schliff) gegeben. Das hier im Dünnschliffsbilde (Figur 2) sichtbare Gestein entstammt einer Auswurfsmasse aus dem Tuffvorkommen zwischen Forheim und Aufhausen, südlich von Nördlingen: helle (z. B. in der Mitte der Figur nahe am linken Rande) und dunkle (Mitte der Figur) Glasmasse ist schlierenartig miteinander vermengt; als grössere Einschlüsse zeigen sich Kristallfragmente, die, wohl von anderen Gesteinsarten stammend, in das Magma hineingelangten und zum Teil feldspatiger Natur (die breiteren, hellen Partien des Bildes), zum Teil Quarztrümmer (länglicher, unten etwas gebogener heller Einschluss am oberen Rande) sind. Sehr zahlreich sind in der Glasmasse wurmförmig gekrümmte Mikrolithe enthalten, namentlich in den



Figur 2.
Glasige Bombe (Dünnschliffsbild) von Aufhausen.

basischeren, dunklen Schlierenteilen treten sie, wie man aus der Figur ersieht, gehäuft auf. Eingehendes über die petrographische Ausbildung der Riesbomben findet man bei dem letzterwähnten Autor vor. Das Eruptivgestein des Rieses wurde seither von den meisten Geologen zu den Lipariten gestellt; neuerdings neigt man sich jedoch sogar, wie dies namentlich von SAUER ausgesprochen⁴⁾ wurde, der Ansicht zu, dass das Riesmagma ursprünglich basischer Natur gewesen und durch Aufnahme von sauren Gesteinen, wie Graniten, selbst sauer geworden sei.

Wir werden nun bei unserer Betrachtung dem Laufe der Strecke von Süden nach Norden folgen.

Die Bahn wendet sich vom Bahnhof **Donauwörth** aus zunächst nach Nordwesten und schlägt dann nach Überschreitung der breiten Wörnitzalfurche bis zum Hornwald bei Gunzenheim die reine Nordsüdlinie ein. Schon bald, nämlich in der Nähe von Osterweiler, stösst man auf einen instruktiven Einschnitt, der

¹⁾ Vergl. BERWERTH, Über vulkan. Bomben von den canarischen Inseln, nebst Betrachtungen über deren Entstehung S. 409 u. 410 (Annalen des K. K. Naturhist. Hofmuseums, IX. Bd. Wien 1894).

²⁾ BERWERTH, loc. cit., Taf. XXII, Fig. 2.

³⁾ OBERDORFER RICH., Die vulkan. Tuffe des Ries bei Nördlingen (Jahresh. d. Ver. für vaterl. Naturkunde in Württemberg, Jahrg. 1905). Taf. 1, Fig. 2.

⁴⁾ Jahresh. d. Ver. für vaterl. Naturk. in Württemb., 57. Jahrg., 1901, Sitzber. S. LXXXVIII.

weiter unten mit dem benachbarten Binsberger Einschnitt noch kurz besprochen werden soll; an den meisten übrigen Entblössungen, denen wir von Donauwörth bis Fünfstetten an der Linie begegnen, wollen wir jedoch ziemlich rasch vorübergehen, dagegen werden die Aufdeckungen bei Fünfstetten und einiger wichtiger Stellen zwischen Otting und Treuchtlingen wiederum Stoff zu etwas ausführlicherer Schilderung geben.

Im **Wörnitztal** wurden bei Felsheim gelegentlich der Vorarbeiten für den Bahnbau einige Bohrungen¹⁾ ausgeführt; dieselben gingen vom Talgrund aus bis zu 17 m tief nieder, hatten aber nach den vorliegenden Bohrproben, die meist aus lettigen oder auch sandigen Gebilden bestehen, kein älteres als vielleicht tertiäres Gebirge erreicht. Ein Teil dieser Absätze erweist sich schon dem Aussehen nach als zum reinen Alluvium gehörig, doch scheinen an der Talausfüllung auch umgelagerte oder verstürzte Schichtenmassen aus der Albüberdeckung sich beteiligt zu haben. Ich beschränke mich hier darauf, das Profil eines Bohrloches südlich (I) und das eines nördlich (V) vom Flusse anzugeben; der Ansatzpunkt von I befindet sich 1,4 m, der von V 0,75 m über dem Wörnitzspiegel, der zu Beginn August 1902 die Cote 400 m einnahm; Bohrstelle I ist vom südlichen Rand des Wörnitzflusses 15 m, Bohrpunkt V vom nördlichen 32 m entfernt gelegen. Im Bohrloch I, das eine Tiefe von 12,7 m erreicht, sind folgende Schichten von oben nach unten angetroffen worden: Bedeckung 1 m Humus, a) 0,62 m gelber, zäher Letten; b) 1,25²⁾ kalkig-toniger, weisser Quarzfeinsand; c) 1,33 wie b ockergelber, kalkiger Letten; d) 0,27 graugelber, kalkigsandiger Letten; e) 4,03 blassbräunlich-grauer, stark kalkiger, mit ziemlich groben Quarzkörnern durchspickter Letten, weisse Sandstreifen und graue, sowie rötliche Tonfetzen einschliessend; f) 0,40 schwärzlicher, kalk- und quarzsandiger Letten, sieht aus wie ungeändertes Material älterer (jurassischer) Schichten; g) 0,60 bräunlichgrauer, zum Teil graufleckiger kalk- und quarzsandiger Letten; h) 0,86 zäher, sehr harter, ockergelber Letten, im Bohrprofil ist dabei vermerkt: mit Kalksteinchen; i) 1,89 braungelber, sehr sandiger rauher Letten; k) 0,48 Brocken von dunkelblaugrauem Kalkmergel vom Aussehen des Opalinustones mit eingefügten Kalksteinbröckchen und strichweise durchsetzt von feinsten weissen Kalklamellen, die in ihrem bogigen Verlauf eine Faltung und Quetschung des Gesteins anzeigen, sind eingeschlossen in graugelbem, stark sandigem Kalkletten; im Bohrregister ist bei k noch Kalkstein vermerkt, der auch als Unterlage angeführt wird. Es dürfte sich aber hier nur um verstürzten Kalk oder einen grösseren Einschluss von solchem in der jüngeren Talausfüllungsmasse handeln. Aus der benachbarten Bohrung II, die 16,4 m tief abgestossen wurde, kam bei 12 m Tiefe unter einem 1/2 m dicken Kalkstein wieder gelber Letten zum Vorschein. Die Proben von a, c und h erinnern dem Gestein nach an die zähen gelben Letten der Juraüberdeckung oder an die im südlichen Teil des gleich näher zu erwähnenden Osterweiler Einschnitts vorhandenen, dort wohl tertiären, gelben

¹⁾ Die Bohrergebnisse wie auch zum grössten Teil die Bohrproben sind mir durch gütige Vermittlung der Kgl. Generaldirektion der Kgl. B. Staatseisenbahnen von der Kgl. Eisenbahnbau-sektion Donauwörth zugestellt worden. Es möge mir bei dieser Gelegenheit gestattet sein, den genannten Behörden dafür, sowie für die gefällige Übersendung eines Situations- und Übersichtshöhenplanes der Bahnstrecke meinen ganz ergebensten Dank zum Ausdruck zu bringen. Zugleich fühle ich mich verpflichtet, noch besonderen Dank Herrn Kgl. Oberregierungsrat WEIKARD für sein freundliches Entgegenkommen in dieser Sache auszusprechen.

²⁾ Neben die in diesem und folgendem Profile aufgeführten Ziffern ist das Meterzeichen gesetzt zu denken, das der Kürze halber weggelassen wurde.

Letten. Diese lettigen Gebilde werden hier als umgelagertes oder als in den Alluvialschutt hineingeschobenes Gesteinsmaterial aus der Juraüberdeckung oder deutlicher tertiärer Abstammung aufzufassen sein. Dass auch ursprünglich ältere Absätze durch einfache oder wiederholte Umlagerung mit zur Bildung des Talauflüllungsschutttes verwendet worden sind, beweisen, abgesehen von den Malmkalksteinstücken, jene Brocken pelitischer Substanz mit jurassischem Gepräge. Mehr den Charakter einer jüngsten Bildung tragen die Gesteinsproben von b, e, i und auch die umhüllende Masse in k an sich.

Die 15 m tiefe Bohrung V liess erkennen oben 1 m Humus, darunter a) 7,32 dunklen, mit grauem, kalkigem Lehm vermengten Alluvialsand; b) bis d) 4,49 marmorierten, gelbroten Letten, kalkig und grobsandig, nach der Anordnung eingelagerter dünner Zwischenschichten scheinen auch hier Faltungen und Biegungen vorgekommen zu sein; e) 0,46 gelben Letten, ähnlich der Bohrung I; f) 1,62 schwarzen Ton; g) 0,11 gelben Letten mit zahlreichen Kalkbrocken; h) bis zum Tiefsten 0,35 lichtbläulichgrauen, sehr harten, feinsandigen Mergel von echt tertiärem Gepräge (Flinz): ob diese Lage schon anstehenden Untergrund darstellt oder als eine grössere Partie eines im Talauflüllungsschutt befindlichen Einschlusses aufgefasst werden muss, lässt sich vorerst nicht entscheiden. Eine 12 m nördlich von V niedergegangene Bohrung (Nr. VI) durchfuhr nach dem oberflächlichen Humus (1 m) und einer (1,47) humösen Lettenlage, der eine 0,69 m dicke sog. Schlammsschicht folgte, auf 4,8 m hin schwarzgefärbten Alluvialsand, unter welchem bis zur erreichten Tiefe von 9,5 m grauer, sandiger Letten und Sand, dem Ansehen nach gleichfalls von ganz neuer Bildung, sich zeigte.

Der **Osterweiler Einschnitt** durchzieht das Gelände am sog. Kapellen- und Sündenfeld. Die Baggerarbeiten zu seiner Ausgestaltung sind noch im Gange, weshalb der Einschnitt gegenüber der jetzigen Aufdeckung noch beträchtlich erweitert und vertieft werden wird. Nur auf folgendes sei hier kurz hingewiesen. Vor allem fällt ein dunkles, kohliges Lettenband auf, das, den Einschnitt fertig gedacht, etwa in der Mitte desselben oder nahe dieser in seiner nördlichen Hälfte liegt. Das 1 m dicke Band streicht quer (45° NO bis 225° SW) durch den Einschnitt; es ist im unteren Teil der Ostwand des Aufschlusses mit 45° geneigt, legt sich aber nach oben flacher und scheint dadurch einen gewölbartigen Aufbau dieses aus tertiärem Material bestehenden Teiles des Einschnittes anzudeuten. Nach Norden zu unterlagern Letten den kohligen Streifen. Nach Süden zu folgt eine 15 m breite Partie von feinem grünlichem (miocänem) Sand, in welchem sich dünne kalkige Einschlüsse, sporadisch verteilt und zum Teil als Ausfüllung von Rissen auftretend, vorfinden. Eine steil gestellte Abstossungsfläche trennt ihn von einem zähen, grauen Letten, erfüllt mit Gesteinsbrocken verschiedener Art: das ist die im folgenden noch öfters zu erwähnende Ablagerung der Riesschuttbreccie oder der Trümmerschichten. Nahe beim Sand liegt eine kleine Jurascholle mit steil nach N. gerichteten Schichten von grauem, mit Hornsteinschnüren durchzogenem Plattenkalk; weiter südwärts kommen hauptsächlich ein paar grössere Partien von tertiärem Material (grünlicher Sand, gelber Letten) als Einschluss der ganzen Trümmerablagerung in Betracht, bis dieselbe etwas südlicher allmählich vollständig von ausgesprochen tertiären Lagen, worunter sich ein braunes Lettenband mit Kohle durch die seigere Lagerung besonders bemerkbar macht, verdrängt wird. Gegen Ende des Einschnittes sind buntgefärbte Schichten bei senkrechter Aufrichtung anstehend, wobei deren Schichtenköpfe sich nach oben flach aus-

ziehen; nebenan nach Süden zu treten wiederum sandige, grünlich gefärbte Lagen auf. In der benachbarten Füllgrube, durch die der südlichste Teil des Einschnittes führt, sieht man tertiäre, auch kohlehaltige Schichten in ziemlich steiler Stellung bei schalenförmigen Ausbissen ihrer einzelnen Bänke, die sich gegen aussen hin am Rand des Hügels horizontal legen. Auf der jetzt bereits zum Teil eingeebneten Westwand des Einschnittes bemerkt man mehrere grössere Jurablöcke mit glatter Gesteinsoberfläche. In früheren Stadien der Ausgrabung war im Einschnitt gleichfalls zumeist tertiärer Letten oder Sand zu sehen, ausserdem beobachtete darin AD. SCHWAGER (Ende August 1904) eine steil (80°) geneigte, nach N 25° O streichende Verschiebungs- oder Sprungfläche mit Gleitfurchen darauf; die bunten Letten am Südrande scheinen über ihre Unterlage hinweggeschoben worden zu sein. Blöcke von Sandstein und tertiärem Konglomerat (obermiocän, ähnlich dem vom Hörele bei Nördlingen) lagen damals ziemlich gehäuft in der oberen Partie des Einschnittes. Ausserdem bringt Herr SCHWAGER zu seiner Beobachtung noch folgende Ergänzungen vor: In der Mitte des zu jener Zeit etwa 5 m tiefen Einschnittes sah man einen Streifen von grüngelbem Sand, nach Norden schlossen sich 10 m bunte Letten, 30 m hellgrünliche bis braune Letten, ca. 40 m braune und dunkle Letten an und weiters 40 m marmorierte Letten, denen kompakte Sand-schichten und grünlichgraue Letten folgten; an der Grenze zwischen den grünlichgelben Sanden und den Letten trat die vorhin erwähnte Kluft auf, deren Fläche ein Einschiessen nach 115° OSO zeigte und die den ganzen Einschnitt querte; bei einem späteren Besuche, so berichtet derselbe weiters, waren im nördlichen Teil grobe Quarzsande und gegen die Mitte zu ein dunkles Band einer lettigen Lage zu sehen, dann an der westlichen Wand steil gestellte, tonig veränderte Weissjurakalkschichten und am südlichen Ende jener mehrere grössere Jurablöcke mit scheinbar gefritteter, d. h. mit geglätteter Oberfläche.

Wir schliessen gleich die kurze Besprechung des nächstfolgenden Einschnittes an, der westlich von **Binsberg**, nahe der Nördlinger Strasse, an der Waldpartie Im Freiloos liegt. Der Einschnitt ist in den Überdeckungsgebilden der Trümmerschichten¹⁾ angelegt, nur ab und zu glaubt man geschlossene Lagen von Letten erkennen zu können. Die Ostseite des Einschnittes ist bereits nahezu ganz planiert; ihre Wand bietet wegen der petrographischen Verschiedenheit der einzelnen, häufig bunten Trümmernmassen eine farbenreiche Fläche dem Blicke dar. Vertreten sind die Gesteine des Riesuntergrundes: kristallinisches Material und von Sedimenten Gesteine des Tertiärs, der verschiedenen Jurastufen und der oberen Trias aus der Keuperformation; zur Muschelkalkzeit war in diesen Gebieten schon trockenes Land der vindelicischen Masse vorhanden. Von kristallinen Urgesteinen fand ich im Binsberger Einschnitt allerdings nur ein einziges Stück vor; das mürbe, graugrünlichen Glimmer und stark zersetzten, etwas rötlich gefärbten Feldspat enthaltende Gestein scheint einem Amphibolgranitit mit ganz umgewandelter Hornblende anzugehören. Weisse, kaolinhaltige Sandsteine, die stellenweise mächtigere Einschlüsse bilden, dürften dem Tertiär entstammen. Bunte, meist karmoisinrote Letten rühren von zerfetzten Keuperschichten her, dagegen sind mir grell hellziegelrote Schieferletten — diese scharlachroten Lettenschiefer zeichnen sich durch einen hohen, nach den SCHWAGER'schen Untersuchungen bis über 15 % betragenden Eisenoxyd Gehalt aus, der den der roten Keuperletten be-

¹⁾ Über die Trümmerschichten oder die Bunte Riesbreccie vergleiche die Anmerkung auf der nächsten Seite und die Schilderung auf S. 169.

deutend (um das Doppelte) übertrifft, grobsandige Beimengungen fehlen, es entstammen die Letten vielleicht der Eisensandsteinstufe des Doggers — ihrer Abkunft nach unbekannt. Unter den schwarzen Tonen, die in grösseren und kleineren Schichtenrümmern zahlreich auftreten, herrscht der Opalinuston vor; in einem derartigen Ballen fand ich folgende sein stratigraphisches Niveau beweisende Einschlüsse auf: *Leioceras opalinum* REIN. sp., *Grammoceras* cf. *Aalense* ZIET. sp. (= *A. Aalensis* DUMORTIER Études paléont. sur les dépôts jur. du Bassin du Rhone, 4. part. pl. 50 fig. 3), *Belemnites* sp., *Belemnites Quenstedti* OPP., *Bel.* cf. *digitalis* ZIET., *Pentacrinus pentagonalis opalinus* QUENST. Am südlichen Ende des Einschnittes liegen mehrere grosse Klötze von vergriestem Jurakalk in der aufgedeckten Ablagerung.

Erwähnt mag werden, dass bei den geologischen Aufnahmsarbeiten am Gehänge südwestlich von Binsberg tertiärer Mergel mit Einschlüssen von grossen Austern (*Ostrea crassissima* LAM.) angetroffen worden ist; der im Osterweiler Ein-



Figur 3.
Abgewetzte und mit Schrammen bedeckte Oberfläche des Jurakalksteins.
Roter Bruch im Richterschlag bei Kaisheim.

schnitt auf eine Länge von 15 m entblösste Sand (s. oben S. 151) scheint gleichfalls mariner Entstehung zu sein.

Nördlich von Binsberg läuft die Bahn auf der Höhe des Juraplateaus neben dem Ollachtälchen, östlich vom Haupttal (Wörnitztal), fort. Es sind hier, im **Gebiete östlich von Ebermergen**, mehrere Einschnitte vorhanden, die auf der jurassischen Unterlage (meist Marmorkalk) eine ziemlich mächtige Decke von Trümmerschichten (Fetzen von braunem Jura — Oolith oder Eisensandstein —, Keuperletten, Weissjurabrocken mit zähem, grünlichgrauem Letten oder sandigen Gebilden in wirrer Lagerung zusammen) erkennen lassen.¹⁾ Im Karab oder Korb-

¹⁾ Den Trümmerschichten oder der Bunten Riesbreccie hat BRANCO in seinem Werke „Das vulkanische Vorries“ (loc. cit., diese Abh. S. 146) ein ganzes Kapitel, betitelt „Die grossen Massen Bunter Breccie nördlich von Donauwörth auf der Alb“, gewidmet, worauf hier verwiesen sein mag. Man vergleiche auch das bei Besprechung des Nussbühler Einschnitts (S. 169) über diese Ablagerung Vorzubringende. Ich bemerke hierzu noch folgendes: Die grosse Ausdehnung der Trümmerschichten auf der Juraplatte nördlich von Donauwörth ist mir durch die Revisionsarbeiten für die Blätter Nördlingen und Ingolstadt der Geognostischen Karte des Landes bekannt geworden; man hat aber nach den Intensionen der damaligen Leitung der Aufnahme wegen der Schwierigkeit der Abtrennung jener Trümmerablagerung von der allgemeinen Albüberdeckung die letztgenannten Gebilde in der

schlag (östlich von Marbach) und im südlichen Teil des Hornwaldes liegen gleichfalls solche Überdeckungsschichten auf dem Jura; die Aufschlüsse in den Schuttgebilden oder Trümmerschichten gewähren meist ein sehr buntes Bild: so sieht man beispielsweise an einer Stelle im Hornwald neben einer gelbgrauen, wohl tertiären Tonmasse eine grössere Partie von Braunjuragestein mit aufgerichteten Schichten, denen wiederum ein Trumm von Weissjura mit steil nördlich gestellten Lagen benachbart liegt, während seitwärts gelber Sand sich anlegt, dem nebenan eine Trümmerbreccie folgt mit wirrem Durcheinander verschiedener Gesteinsarten, in ein zähes, lettiges Zwischenmittel eingebettet; grell heben sich dabei Fetzen von rotem Keuperletten ab; gelbe Letten, Blöcke von konglomeratischem Gestein, insulare Partien von vergriestem Jurakalk und wiederum Trümmer von Keuperablagerungen vervollständigen das petrographische Kaleidoskop. In dem nördlich folgenden Einschnitt im Hornwald, wo die Bahn das von Gunzenheim her kommende, ostwestlich verlaufende Tälchen kreuzt und sich dann ostwärts wendet gegen den letztgenannten Ort zu, ist nur Jurakalk in der Ausbildung von plumpem Felsen- oder Marmorkalk, zum Teil ziemlich reichlich organische Einschlüsse (*Terebratula insignis*) führend, aufgeschlossen. Dann nimmt die Route, in der Verflachung südöstlich von **Mündling**, wo nach dem aus den Versuchsschächten südlich vom künftigen Bahnhofsgebäude herausgebrachten Gesteinsmaterial Trümmerschichten mit weissem Sand und Juragries zu erwarten ist, wiederum einen mehr nördlichen Verlauf, nach dem Biberhof hin, und setzt weiter in nordnordöstlicher Richtung an Fünfstetten östlich vorbei nach Nussbühl und gegen Otting fort.

Einschnitt bei Fünfstetten. Die Bahnlinie zieht sich in der Entfernung von etwa $\frac{1}{2}$ km vom Ort durch das Gelände. Der Einschnitt wird stellenweise über 10 m tief und erreicht im ganzen eine Länge von $1\frac{1}{2}$ km. Gegenwärtig zerfällt er in zwei gesonderte Einschnitte, einen südlichen, der den nach Itzing laufenden Weg durchschneidet, und einen etwas weiter nach Norden zu beim jetzigen Restaurationsgebäude gelegenen, neben dem sich späterhin der Bahnhof Fünfstetten—Monheim erheben wird. Durch diese Aufdeckungen ist ein weiterer Beweis gegeben, dass beträchtliche Überschiebungen in einem schon ziemlich weit vom jetzigen Rande des Rieses (einige oder mehrere Kilometer) und beträchtlich weit (15 km) vom Rieszentrum entfernten Gebiete der Juraplatte stattgefunden hatten. Diese Überschiebungen sind zugleich derart, dass sie Schichtenreihen betroffen und in Konnex gebracht haben, die, wie Lias mit dem Opalinuston [als hinaufgeschobene Massen] und mittlerer Malm [das plateaubildende Gestein der Gegend als Basis jener], dem stratigraphischen Niveau nach weit voneinander

Darstellung vorherrschen lassen und nur bei besonders prägnanten Aufschlüssen der Breccie auch diese selbst kartistisch eingetragen (wie bei Itzing) oder deutlich aufgedeckte, gut charakteristische Schichtmassen aus der Haupttrümmerablagerung (wie Lias, Opalinuston etc.) ihrer Formationsbezeichnung nach in der Karte angemerkt, so unterhalb der Oldenau am Vorderschellenberg bei Donauwörth.

Es gelang mir auch, an einzelnen Stellen die Begrenzungsfläche der Trümmerschichten zur Unterlage mit eigenartiger Ausbildung der Oberfläche des Grundgesteins zu beobachten. So fand ich im Jahre 1883 im sog. Roten Bruch, südwestlich von Kaisheim (im Walde, ganz in der Nähe der Augsburg—Nürnberger-Strasse gelegen, wo diese von der reinen Südnordrichtung in eine nordöstliche umbiegt), einen prächtigen Aufschluss vor. Der harte, zum Teil in Splitterkalk umgewandelte Marmorkalk zeigt oben gegen die aufgelagerte, lettige Blockanhäufung hin eine abgeschliffene, mit starken Schrammen und Furchen versehene Fläche (s. Figur 3). Als ich vor einigen Jahren den Steinbruch wieder besuchte, traf ich leider keinen für die Beobachtung günstigen Aufschluss mehr an.

abstehen: wir sehen nämlich Liasschichten und darüber folgend Opalinuston in geschlossener, kompakter Lagerung auf eine lange Strecke hin im Fünfstetter Einschnitt entblösst. Das Liasvorkommen ist gerade an der Querung der neuen Linie mit dem Itzinger Strässchen zu beobachten. Die Schichten des Posidonomyenschiefers bilden (soweit sich dies nach der bis jetzt erfolgten Aufdeckung erkennen lässt) im grossen und ganzen ein flaches Gewölbe; den schwarzen Liasschiefern ist Opalinuston unmittelbar aufgelagert, der dann nach Norden zu sich anlegt und erst in der Nähe des neuen Restaurationsgebäudes von Tertiär mit Kohle in Verbindung mit den Trümmerschichten unterbrochen wird. Der Einschnitt wird zum Teil noch vertieft; es werden daher späterhin noch ergänzende Beobachtungen anzustellen sein.



Figur 4.
Baggermaschine im Fünfstetter Einschnitt.

Die Figur 4 bringt das südliche Ende des Einschnittes in einem der ersten Stadien der Ausbaggerungsarbeiten zur Anschauung.

Am südlichen Ausgang des langgedehnten Aufschlusses sind die Trümmerschichten mit vorwaltendem tertiärem Material und zahlreiche jurassische Gesteins-trümmer einschliessend angeschnitten. An der östlichen Seite, von der durch die Baggermaschine noch viel Material weggenommen werden wird, sind bisher weissgelbe Letten in Verbindung mit sandigen Gebilden und ausserdem unregelmässig verteilte Partien und Blöcke von vergriestem Jurakalk zu beobachten gewesen. Auch hellziegelrote Letten, wie solche der Juraüberdeckung manchmal eigen sind, und ab und zu kohlige Fetzen fehlen nicht. Nach aussen legt sich eine dünne Humusdecke den Untergrundgesteinen an. Bald hören die Trümmerschichten auf und stossen an schwarzen Schiefern des Oberen Lias ab, denen sie seitlich angelagert zu sein scheinen. An der Grenze zum Schiefer sind in den Trümmerschichten Bruchstücke und Einschlüsse von kristallinen Gesteinen enthalten.

Der Posidonomyenschiefer, der nun die Wand bildet, ist nach oben zu in einen gelblichgrauen Letten zersetzt, dem an der Oberfläche noch eine dünne Humusdecke folgt.

Wenden wir uns der Westwand des Einschnittes zu. Am südlichsten Ende beobachtet man Juragries oder -Schutt, zum Teil mit lettigen, tertiären Schichtenstreifen darüber; die Humusdecke schwillt am Rande, gegen die benachbarte breite Alluvialfläche des Schlauchbaches hin (sog. Königswiesen südöstlich von Fünfstetten), bis zu 2 m an. Dem Juragries legt sich weiter einwärts im Einschnitt tertiärer, gelber Letten mit einzelnen kohligen Schmitzchen auf, mitten in den Letten steckt eine rundliche 2—3 m im Durchmesser haltende Jurakalkscholle. Die lettigen Lagen von tertiärem Habitus, denen sich umgelagertes Keupermaterial stellenweise beimengt, gewinnen bald mehr an Mächtigkeit, sie zeigen zum Teil ein leichtes nördliches Einfallen, haben vereinzelt jurassische Brocken oder Trümmer eingeschlossen, häufiger noch sind aber Einlagerungen von kohligen Partien, die durch die intensiv schwarze Farbe besonders auffallen: die Kohle gehört einer pechkohlenartigen Varietät der jungtertiären Braunkohle an. Auf eine grössere Partie von Kohle werden wir in dem nördlichen Teile des Einschnittes, nahe bei der Restauration, stossen. In den tertiär aussehenden Schichten wechseln gelbe, lettige Gebilde mit helleren Sanden ab, auch grünliche, sandige Lagen kommen hie und da vor. Eine lebhaftere Färbung besitzen blaskarmoisinrote Ablagerungen, die neben und über den tertiärartigen Gebilden auftreten; sie mögen ursprünglich, worauf schon oben hingewiesen, in der Keuperformation zu Hause gewesen sein. Blassrötliche Töne sind übrigens auch manchen granitischen, in der Zersetzung sandigen Gries liefernden Gesteinen eigen. Unterhalb den rötlich gefärbten Absätzen taucht eine breite Partie von vergriestem Weissjurakalk auf. Ein klein wenig weiter nach Norden vorrückend, sehen wir, dass die bunten Lagen, zugleich auch mit bunter Zusammensetzung nach der Art der Gesteine beschaffen, immer mehr überhand nehmen und sich so die Breccie der Trümmerschichten herausbildet und zwar mit reichlichem Vorkommen von kristallinen Felsarten. Die Urgebirgsgesteine lassen jedoch keine grössere Ausdehnung, namentlich keinen geschlossenen Zusammenhang nach unten erkennen, sondern wir haben einen Trümmerhaufen verschiedener archaischer Gesteine vor uns, worunter granitische Typen in mehreren Abarten, gneissige und dioritähnliche Gesteine, vorherrschen.

Von diesen Explosionsprodukten sollen ein paar Beispiele vorgeführt werden. 1. Heller, lichtrosagefärbter Granit (Granitit), brüchig und stark zersplittert, sonst verhältnismässig frisch; im Schliff zeigt sich der Quarz von sehr vielen Bläschenzügen durchsetzt, stark undulöse Auslöschung und zahnradförmiges Eingreifen der Ränder benachbarter Körner sind weiter hervortretende Eigentümlichkeiten des gleichen Minerals, Feldspat stark wolkig getrübt, viel Plagioklas neben reichlichem Orthoklas, Biotit; das Gestein ist mit manchen Varietäten des Sulzdorfer Vorkommens vergleichbar, so mit dem roten, grobkörnigen Granit, der in Blöcken und Brocken in dem zerriebenen granitischen, mit sedimentärem Material vermengten Schutt südöstlich beim genannten Dorfe am Buchdorfer Weg eingeschlossen ist. Auch bei Weilheim findet sich diese Granitvarietät, jedoch heller im Ton, vor. 2. Grauer oder bräunlicher, ziemlich grobkörniger Granit (Granitit) mit grossen Feldspatäugen. Nicht gerade besonders stark zersetzt, einzelne Feldspatkristalle sind noch verhältnismässig frisch. Der Feldspat ist stark zersplittert, am Gesteinsbruch bröckelt sich die Masse leicht heraus, so dass die Stellen wie zerfressen aussehen. Brauner Biotit. Das gleiche Gestein, aber weil anstehend mürber und wegen der stärkeren Zersetzung gelblich oder rötlich gefärbt, kommt bei Sulzdorf im Hohlweg nördlich beim Ort vor. 3. Grauer Granitit, ähnlich dem vorigen, mehr bläulichgrau gefärbt, in den Feldspäten ab und zu kleine rötliche Flecken. 4. Sehr harter, frischer, mittelkörniger, heller Granitit (nur ein Stück gefunden). 5. Dioritisches Gestein. Feinmittelkörnig. Feldspat rötlich. Erinnert an gewisse Gesteine von Weilheim (Nr. 6, S. 180) oder

auch von Nussbühl (S. 171); es teilt auch mit diesen den Einschluss eines eigenartigen Minerals (S. 180). Nach der Untersuchung von Dr. PFÄFF ist im Dünnschliff noch erkennbar Feldspat, Glimmer und in vereinzelt Resten Hornblende; kaolinische Zersetzungsprodukte in sphärolithartigen, das bekannte Interferenzkreuz zeigenden Formen. 6. Quarzglimmerdiorit. Grünlichgrau, feinkörnig, mit Andeutung von Parallelstruktur. Quarz nicht stark vertreten, Feldspat, Glimmer und spärlich Hornblende, etwas Eisenerz. Scheint dem Gestein 5 nahe zu stehen. 7. Diorit. Mittelkörnig, dunkelgrün mit weisslichen Flecken. Andeutung von Parallellagerung der Mineralien. Sehr stark zersetzt; zerfällt schon beim Aufweichen. Im Schliff fast nur mehr der Glimmer deutlich zu erkennen. Vgl. Nr. 4 von Weilheim.

Die Vorkommnisse von Sulzdorf und Itzing, welche die östlichsten Punkte von anstehendem Granit oder Gneiss bilden, machen nicht den Eindruck von aufgedeckten oder erodierten alten Aufgrabungen des Urgebirgsuntergrundes: sie werden daher auch neuerdings als granitische Explosionsprodukte bezeichnet.¹⁾ An der einen Stelle bei Sulzdorf ist der Granit in ziemlich einheitlicher Weise als grössere Gesteinspartie aufgeschlossen; das Gestein ist mürb, doch lassen sich Handstücke bei einiger Mühe noch heraus schlagen; im Vorkommen südöstlich vom Dorfe herrscht, wenigstens in den oberen Teilen des Aufschlusses, zerkleinertes granitisches Material, vermengt mit zerriebenem Sedimentschutt, vor. Das Auftreten der Trümmerschichten in Sulzdorf ist durch anstehenden, opalinustonartigen Letten in Mitte des Ortes erwiesen; eine Bohrung in der Nähe der Kirche brachte blässrötlichen, lettigen Sand einer Keuperablagerung zum Vorschein; in der sog. Hadergasse, am Wasserreservoir, wurde aus geringer Tiefe dunkler Liasschiefer und Knollen mit *A. spinatus* herausgeschafft. — In Itzing sieht man an der Wasserrunse beim Keller einen bräunlichgrauen Gneiss an die Oberfläche treten, der von granitischen Gängen durchsetzt wird und dessen Schichten nach Osten mit 50° einfallen; der Gneiss ist in seiner Beschaffenheit ganz mit dem vom Weilheimer Einschnitt zu vergleichen, der Granit ähnelt jenem vom Sulzdorfer Hohlweg. — Angaben über die chemische Zusammensetzung des Sulzdorfer Gesteins, wenigstens was den Salzsäureauszug desselben betrifft, findet man auf S. 172 vor.

Letten und Sande sind die Begleiter der kristallinen Gesteine, ausserdem beteiligen sich Kalkstücke oder auch grössere Schollen von Weissjurabreccie an der Zusammensetzung dieser Trümmerschichten, welche hier von nach Süden fallenden schwarzen Liasschiefern unterlagert werden. Die Kalktrümmer aus dem weissen Jura gehören verschiedenen Malmstufen an. Vom südlichen Ende des Einschnittes mag man bis zu der Stelle, wo sich die Liasschichten unter den Trümmerlagen herausheben, ein paar hundert Schritte zählen. Bald nach dem Auftauchen des Lias gewahrt man, unterhalb der Überbrückung für die Itzinger Strasse, etwas südlich davon, folgende eigentümliche Lagerung. Um einen von unten herauf vorgestossenen Keil von hellgrauem, mittlerem Liaston (Costatetten), der an der Wand pfeilerartig nach oben vorragt, legen sich sattelförmig die oberen Liasschichten herum, insbesondere macht sich eine weisslich verwitternde, am frischen Gesteinsbruch lichtbräunliche Stinkschieferbank von einigen Zentimetern Stärke und anscheinend aus ein paar parallelen Lagen bestehend, bemerkbar. Der Zug dieser Bank folgt im halbkreisförmigen Bogen der oberen Begrenzung des Pfeilers vom Liaston, doch sind die Schichten zerbrochen und zahlreiche einzelne Schollenstücke gruppieren sich zu jenem Bogen zusammen. Der Stinkkalk, am Bruch dicht kristallinisch körnig, zeigt sich bei näherer Untersuchung aus papierdünnen Lagen, die aber nicht sich schiefrig ablösen, zusammengesetzt. Die vom kgl. Landesgeologen A. SCHWAGER ausgeführte Analyse des Gesteins folgt weiter unten (S. 159); es zeigt sich im grossen und ganzen dem von NEUMAYR (Jahresh. d. Ver. für vaterl. Naturk. in Württemberg, 24. 1868, S. 231) analysierten Oberen Stinkkalk analog zusammengesetzt.

Der mittlere Lias wurde auch durch die Fossilfunde nachgewiesen. Zuerst zeigte mir Herr Lehrer CLOS von Fünfstetten, welcher bemüht ist, eine Sammlung

¹⁾ BRANCO, Das vulk. Vorries (loc. cit., dies. Abh. S. 146), S. 62 und 63.

von Versteinerungen aus den Schichten des Einschnittes anzulegen, ein typisches Stück von *Ammonites (Amaltheus) spinatus* BRUG. vor, später fand ich mehrere Exemplare davon selbst im Einschnitt auf und zwar an einer Stelle, die der eben beschriebenen ungefähr gegenüber sich befindet: es zieht sich also der Costatenletten auch auf die Ostseite des Einschnittes hinüber. — In hellen etwas phosphorsäurehaltigen Mergelknollen der Costatenschichten kommt *Chondrites globulifer* SAPORTA vor.

Gleich neben dem geschilderten Punkte lässt sich nordwärts eine deutlich sattelförmige Lagerung des Posidonomyenschiefers beobachten. An der Basis



Figur 5.
Coeloceras (Pronoceras) fibulatum Sow. sp.
Posidonomyenschiefer aus dem Fünfstetter Bahneinschnitt.

des Einschnittes ist zur Zeit der gewölbeartige Aufbau der Schichten am besten zu sehen. Die Schichtenflügel besitzen ein flaches Fallen. Etwas weiter nördlich, unterhalb des Wegüberganges der Itzinger Strasse, nördlich von diesem, fallen die Schichten des Oberen Liasschiefers 20° NO ein unter 12° Neigung. Hier an der Brücke befindet sich auch die Grenze zwischen Lias und unterstem Dogger. Ein Ammonit, den ich den dunklen Schieferen entnahm, liess einen typischen *Ammonites (Harpoceras) opalinus* REIX. erkennen; die helle Schale des Stückes zeigt vortrefflich die Einzelheiten der Skulptur, dem Gehäuse sitzt ein breites Exemplar der *Anomia opalina* QUESST. auf. Im oberen Teil des Einschnittes sind an der Brücke feine, dichte, grünlich gelbgraue Schiefer anstehend, wohl die Basis des Schichtenkomplexes vom Dogger einnehmend.

Im Posidonomyenschiefer fand ich folgende Versteinerungen:

- Belemnites acuarius* SCHLOTH.
Dactyloceras sp.
Coeloceras (Peronoceras) fibulatum Sow. sp.
Hildoceras bifrons BRUG. sp.
Harpoceras Lythense YOUNG and BIRD sp.
Harpoceras cf. *elegans* Sow.
Pseudomonotis substriata MÜNST. sp.
Inoceramus dubius Sow.
Posidonomya Bronni VOLTZ
Discina papyracea MÜNST.

Die *Pseudomonotis substriata*, von der man sonst für das fränkische Gebiet die Massenzusammenhäufung ihrer Schalen in kalkigen Lagen zu sehen gewohnt ist, tritt hier weisschalig in einem bräunlichen oder etwas zersetzten, gelblichen Blätterschiefer auf. Unter den Ammoniten ist die von einigen Autoren, wie auch QUENSTEDT, als *A. Bollensis* aufgeführte Form am häufigsten: die Figur 4 bringt ein Exemplar davon zur Anschauung; ich musste nach dem Vorgange OPPELS den Namen *fibulatus* wählen, obwohl mir die Stücke mit der SOWERBY'schen Abbildung nicht recht zu stimmen scheinen. Der Schiefer, seiner Bildung nach als ein fossiles Faulschlammgestein zu bezeichnen, ist ziemlich reich an organischen Einschlüssen: es wäre sonach hier passende Gelegenheit gegeben, für die Fauna der Posidonomya-Bronni-Zone ergänzende Aufsammlungen machen zu können. — Bei näherer Betrachtung des Schiefers gewahrt man nach der Beschaffenheit des Gesteins, dass der Schiefer nach dem ursprünglichen Absatz beträchtliche Lagenveränderungen erlitten haben musste: es ziehen sich viele Bruchlinien und feine Risse durch seine Masse, in den Spaltrissen haben sich drusige Karbonatbildungen angesiedelt. Auch Anflüge von Baryt trifft man gelegentlich auf den Klüften an.

Der oben genannte Stinkkalk wurde, wie bereits bemerkt, einer Analyse unterzogen; er zeigte sich in zwei Proben folgendermassen zusammengesetzt:

Bauschanalysen	I	II
Kieselsäure	5,73 %	4,50 %
Tonerde	1,15 "	0,71 "
Eisenoxyd	0,31 "	0,29 "
Kohlensaurer Kalk	90,14 "	92,31 "
Kohlensaure Bittererde	0,70 "	0,72 "
Glühverlust (bituminöse Bestandteile und Wasser)	2,25 "	1,77 "
	100,28 %	100,30 %

I und II Stinkkalk (bituminöser Kalkstein) aus dem Fünfstetter Einschnitt, analysiert von AD. SCHWAGER.

Eine dritte Probe desselben Kalkes wurde zur Bestimmung von Schwefel und Phosphorsäure verwendet; die Untersuchung ergab einen Gehalt von 0,19 % S (= 0,356 Schwefelkies) und von 0,04 % P₂O₅.

Der Opalinuston ist auf eine 400 m lange oder mit Hinzuziehung der in den Ton eingebetteten Tertiär- und Trümmerlage an der Flotzheimer Strasse sogar 1 km betragende Strecke hin zu verfolgen. Er zeigt sich nach dem Untertauchen der Obersten Liasschichten (Fallen NNO mit 12° Neigung) ununterbrochen auf-

geschlossen und bildet offenbar auch den Untergrund der nördlich vom Itzinger Strässchen sich ausbreitenden Verebenung. Auf ein- bis zweihundert Meter hin ist vor dem südlicheren der beiden in der Richtung Flotzheim laufenden Wege zur Zeit der Wiesengrund noch nicht von der Bahn eingefurcht; nordwärts gegen die Flotzheimer Hauptstrasse steigt das Terrain wieder an. Im Einschnitt sind gleichfalls graue Tone zu bemerken; eine dünne Oberflächenbedeckung mag strichweise den Gebilden des Untergrundes aufgelagert sein. Bei der Überführung der Flotzheimer Strasse sind die Schichten des Opalinuston mit südwestlichem und nicht gerade besonders flachem Einfallen zu beobachten. Weiter südwärts treten seine Lagen gefaltet und gestaucht auf, legen sich aber bald ziemlich flach und nehmen hernach im allgemeinen ein leicht nach Nordwesten gerichtetes Fallen an. Im grossen und ganzen, scheint es, haben sonach die Gesteinskomplexe unterjurassischer Abkunft in diesem Teil der Überschiebung eine mit mehreren Zusammenpressungen und Faltungen ausgebildete, im allgemeinen flache muldenförmige Lagerung.

Einzelne festere Schwarten im Opalinuston zeigen sich aus einem Konglomerat von unregelmässig gestalteten Mergelknollen zusammengesetzt, die mit Calcitmasse verbunden sind oder in Mergelbänken mit angehäuften Resten von Fossilien (*Nucula*, *Belemnites*, *Pentacrinus*) übergehen; die Stücke sind rissig, die Schalen meist verbogen; der Mergelkalk enthält ein wenig Phosphorsäure. Die Mehrzahl der Knollen besteht aus einem unreinen Ton-eisenstein; sie sind meist bräunlich gefärbt. Erwähnenswert mag noch das Auftreten von Nagelkalk oder Tutenmergel sein; seine dünnen Lagen trifft man in dem jener oben besprochenen Verebenung benachbarten Teile des Einschnittes an. Dieses Vorkommen gibt zu den von Dr. REIS¹⁾ zusammengestellten Fundstellen des Nagelkalkes eine erwünschte Ergänzung für das bayerische Gebiet; im Württembergischen sind die Nagelkalke hauptsächlich den unteren Torulosusschichten eigen. - - Auch Gips findet sich in einzelnen Kristallen ($\infty P \infty$, ∞P , --P) und zwar bis zu einigen Zentimetern Länge nicht selten im Opalinuston vor; die Kristallgestalten sind häufig verbogen und gepresst. - An Versteinerungen wurden im ganzen die nachstehenden Arten konstatiert: *Belemnites conoideus* OPP., *B. Quenstedti* OPP., *Harpoceras (Leioceras) opalinum* REIN., *Anomia opalina* QUENST., *Nucula Hammeri* DEFRANCE.

In dem nordwärts vom Flotzheimer Übergang folgenden Teil des Einschnittes, an welchem das Restaurationsgebäude liegt, ist eine mächtige tertiäre Partie mit Kohle entblösst; das Tertiär tritt auch hier in Verbindung mit den Trümmerschichten auf, die hauptsächlich aus Material von Ablagerungen der Tertiärformation, ausserdem meist aus Stücken, Brocken oder Schollen von Weissjuraschichten, häufig in ganz vergriestem Zustand, sich zusammensetzen. Auch nach Norden hin ist eine Abstossung gegen Opalinuston zu bemerken; es mag die Breite der ganzen in den Ton des unteren Doggers eingeschobenen Partie etwa 200 m betragen. Die Grenze gegen den Opalinuston nach Süden versinnlicht das Bild der Figur 6, an das sich dann, zum Teil noch dieselben Abschnitte der Wand zeigend, die Figur 7 anschliesst, welche eine etwas mehr nördlich gelegene Partie des Einschnittes zur Anschauung bringt. Die Figur 8 weiters reiht sich unmittelbar nordwärts der Figur 7 an. Die jüngeren Gebilde fallen unter den Opalinuston ein, dessen Schichten, wie oben schon bemerkt, nach Süden gerichtet sind. Die Grenzlinie

¹⁾ Geognost. Jahreshefte, 15. Jahrg., 1902, S. 177.



Figur 6.
Fünfstetter Bahneinschnitt beim Flotzheimer Strassenübergang.
Grenze von Opalinuston (links, dunkler schattiert) und Trümmerschichten (rechts).

wechselte jedoch während der verschiedenen Stadien der Abtragung in der Neigung und selbst in der Richtung, sie erschien späterhin viel steiler als anfangs, so dass die ganze Berührungsfläche einen unregelmässigen Verlauf hat. Neben dem Opalinuston ist, namentlich im untersten Teil des Einschnitts, ein schwacher Kohlenstreifen sichtbar, dem, gleichfalls steil gestellt, eine dünne, konglomeratische Bank folgt; gelbliche, lettige, zum Teil auch sandige Lagen von tertiärem Gepräge herrschen von da ab nordwärts vor, ihnen sind gelegentlich unregelmässig geformte Bänder oder Butzen von kohligen Substanzen eingeschaltet, ein flach halbmondförmiger, senkrecht gestellter Streifen ist beispielsweise in kurzer Entfernung nördlich vom ersten Kohlenstreifen zu erkennen; in die Letten und Sande sind kleinere jurassische Kalkbrocken eingeschlossen, ein etwas grösseres, länglich rechteckiges oder unregelmässig dreieckiges Stück von vergriestem Weissjurakalk, das von bräunlichen und kohligen Partien umsäumt ist, tritt an der Wand besonders deutlich hervor; es ist rechts am Rande des Bildes 6 zu sehen und in Figur 7 fällt es als hellste Partie in der linken Hälfte des Bildes auf. Die Verteilung der einzelnen Gebilde und die Lagerungsart im allgemeinen mag man derselben Figur (7) entnehmen. Die ganz lichten Partien sind Trümmergesteine des Weissen Jura, die etwas weniger lichten, doch noch ziemlich hellen Stellen sind blassgraue Sande, die dunkel gefärbten Einschlüsse, wie die linsenförmige Partie nahe der Mitte des unteren Randes der Wand, geben das Vorhandensein von Kohle kund. Rötlich gefärbte Absätze treten im allgemeinen zurück, doch kommen sie strichweise vor, sie mögen umgelagertes Material älterer mesozoischer Sedimentbildungen darstellen: im allgemeinen zeigt der Aufschluss die Trümmerschichten entblösst, jedoch mit vorwaltendem Material von Tertiärgesteinen; diese schliessen sich, wie die einheitlich beschaffenen, im Bilde grauen Partien in der rechten Hälfte der Figur 7, die ihre direkte Fortsetzung im Bilde 8 haben, beweisen, bald zu einer mächtigen Masse von geschlossenem Tertiär (gelbe und hellgraue Sande und fette, helle Letten) mit einer starken Kohleneinlagerung zusammen. Den Ausbiss der Kohle, wie er nach der fertigen Ausbaggerung auf der Westwand des Einschnitts zu sehen war, führt uns Bild 8 vor Augen. Nach einiger Zeit ist ein gewaltiger Rutsch auf den dichten Tonen erfolgt und ein grosses Stück Erdreich mit der Kohle wurde nach aussen geschoben; auch die der Kohle benachbart gelegene Weissjurapartie hat die Erdbewegung zum Teil mit erfasst: da jedenfalls Vorkehrungen, um spätere Nachschübe zu vermeiden, getroffen und zweckentsprechende Verbauungen durchgeführt werden, dürfte die interessante Stelle für die Zukunft der Beobachtung keinen genügenden Aufschluss mehr gewähren und deshalb die photographische Wiedergabe des Punktes gerade hier angezeigt gewesen sein. Was die Erklärung des Bildes 8 betrifft, so haben wir in der wolkenartig geformten, dunklen Schichte ein ungefähr sattelförmig gelagertes Braunkohlenflötz vor uns; die im Liegenden der Kohle neben Sand befindlichen hellen Partien gehören vergriestem Jurakalk an, aus welchem auch das grosse weisse, rechteckig oder trapezförmig gestaltete Trümm, rechts in der Figur, besteht, auch diesem ist noch eine schmale Kohlenpartie am Rande angesetzt. Die übrigen grauen oder mässig lichten Partien des Bildes werden von gelblichen, sowie bräunlichen oder blassgrauen Letten und Sanden eingenommen, die hellen Ränder im Hangenden der Kohle, zum Teil auch an ihrer Basis, sind Ausbisse von weisslichen, zähen Tonlagen. Die Kohle greift mit südöstlichem Streichen auch auf die andere Seite des Einschnittes hinüber, verschwächt sich aber zugleich beträchtlich. Was für verworrene Lagerungsverhältnisse im



Figur 3.
Fünfstetter Bahneinschnitt, Partie in der Nähe des Restaurationsgebäudes.
Tertiäre Kohle (schwarz) und vergrlester Jurakalk (helle rechteckige Partie rechts)

ganzen herrschen, geht daraus hervor, dass an der der Kohlenausbreitung direkt gegenüberliegenden Ostwand die Schichten, aus vorwiegend tertiärem Material bestehend, zum Teil stark aufgerichtet sich zeigen und in manchen Lagen zu senkrechten Strähnen ausgezogen sind.

Ausgedehnteren Kohlenvorkommnissen werden wir auch im Weilheimer Einschnitt (S. 176) begegnen. Das Auftreten von Kohle in den Schichten der Überdeckung oder des Tertiärs auf der Jurahochfläche im Gebiet des Vorrieses hat schon die Aufmerksamkeit von Baulustigen auf sich gezogen: zur Zeit ist ein Kohlenfeld verliehen, nämlich die jetzt ausser Betrieb gesetzte Konkordiazeche; ihr Fundpunkt (4 km nördlich vom Fünfstetter Vorkommen gelegen) befindet sich $\frac{1}{2}$ km nördlich vom Rotenbergerhof im Walde bei Haidmersbronn. Die Aufschlüsse im Fünfstetter Einschnitt lassen vermuten, dass auch an anderen Punkten dieser Gegend, wo das Flötz nachgewiesen ist, unruhige Lagerungsverhältnisse herrschen.

Von dem auffälligen grossen Trumm vergriesten Jurakalkes an bis zum Wiedererscheinen des Opalinustones nordwärts beträgt die Entfernung etwa 100 Schritt. In der Umgebung jenes Trummes sehen wir zunächst gelben Letten und Sand, die Sande ziehen an der Wand oben fort, während in deren unterem Teil bald eine grössere Scholle von Breccienkalk sich ausbreitet: sie zieht sich wie die Kohle quer zur anderen Seite hinüber und ist an der Ostwand durch eine breite und hohe Partie wohlgeschichteter Kalke (Fallen: 230° SW mit 55° Neigung) angeschnitten. Weiter nördlich setzen die Trümmerschichten mit vorwiegend sandig-tertiärem Charakter im Schichtenmaterial fort, grünliche Tonbutzen sind nicht selten, unten im Einschnitt spitzt eine kleine Partie eines älteren jurassischen Tones (Costatonletten oder unterster Dogger) heraus; im übrigen halten dieselben Schichten wie bisher in undeutlich muldenförmiger Ausbildung (wenigstens im oberen Teil der Wand), mit vorherrschend gelblichen Sanden und Letten, zum Teil in Juragries verlaufend und mit einzelnen Kohlenschmitzchen noch an, bis das ganze System vom deutlichen Opalinuston unterteuft wird. Doch greift dieser nicht ganz bis zum Ende des Einschnittes durch, denn hier stossen an ihm noch jüngere Bildungen (gelbliche lettige Sande) mit verworrener Lagerung ab; rötliche Sande, die namentlich zu Beginn der Ausgrabungsarbeiten deutlich sichtbar waren, scheinen auf umgelagerten Keuper hinzuweisen, ganz aussen sind noch tertiäre Letten in geringer Ausdehnung anstehend.

Tertiär mit Kohle ist auch auf der anderen Seite nächst dem Restaurationsgebäude aufgedeckt. Was die Ostwand betrifft, so weist sie trotz der mit der gegenüberliegenden Seite gleichartigen allgemeinen Anordnung manche Verschiedenheiten in den Einzelheiten von dieser auf. Die Opalinustonschichten fallen an der Brücke für die Flotzheimer Strasse nach Süden ein, nördlich von dem Wegübergang tauchen sie unter die jüngeren Gebilde hinab. Diese bestehen wiederum meist aus tertiärem Material, aus gelben lettigen Schichten mit Juragries strichweise untermengt. Bald zeigen sich in den gelben Letten oder auch in der lettigsandigen Masse kohlige Einlagerungen, die sich ein paarmal wiederholen, die Fortsetzung bildend der Kohle von drüben; rötliche Lagen sind nur ab und zu zu bemerken, dagegen gibt die Hauptorientierung für diese Seite die einige Meter hohe und breite Jurascholle mit südwestlich unter 55° geneigten Schichten ab, von der schon oben die Rede war; ihr klebt am Rande etwas Kohle an, wie auch einer zweiten, etwas nördlicher gelegenen, kleineren Scholle. In der Umgebung

der Weissjurapartien findet sich gelber Letten, auch in Wechsellagerung mit gelbem oder grünlichem Sande, vor, kleinere Brocken von Jurakalk und Juragries werden öfters angetroffen; so setzt sich der Komplex eine Strecke weit nach Norden fort, bis sich von unten grössere Partien von grauen Letten, offenbar wieder jurassischer Abkunft, herausheben. In jenen gelben Letten und Sanden, die die Hauptablagerung an der Wand zwischen den grauen ebenerwähnten Tonen und den südlicher gelegenen beiden Juraschollen bilden, sind streifenweise Gerölllagen enthalten. Die einzelnen Gerölle sind kalkig, zeigen Druckflecken und kleine Kritzer: wir haben hier offenbar die sogen. Buchberggerölle vor uns, denen von neueren Autoren¹⁾ ein miocänes Alter zugeschrieben wird.

Die älteren Juraletten treten in Wiederholungen auf, sie stossen unregelmässig an den auflagernden gelblichen, lettigen, sandigen, zum Teil kohleführenden Gebilden ab, wie überhaupt die Lagerung in dem nördlichsten Teil des Fünfstetter Einschnittes eine unruhige ist.

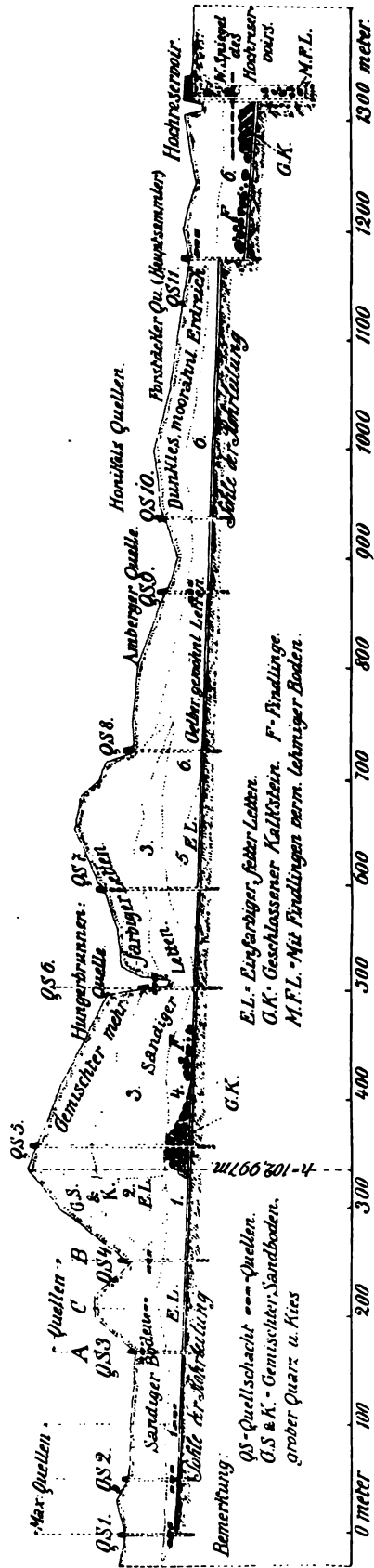
Vom Bahnhof Fünfstetten zweigt die 5 $\frac{1}{2}$ km lange Lokalbahn nach Monheim ab. Westlich von Flotzheim, der einzigen Zwischenstation, wird ein niedriger (3,5 m) Einschnitt angelegt; im übrigen gleitet die Bahn ziemlich eben auf der Plateaufläche dahin.

Versuchsbohrungen, die in der Nähe des südlichen Endes von Monheim angestellt worden sind, haben jurassisches (Weissjura) Material mit etwas dunklem Ton zutage gefördert; ein zweites, etwas näher der Stadt zu gelegenes Schächtchen hat im Untergrund rötlichen, weissfleckigen, sandigen Letten erkennen lassen. In dem 1 km westlich von Flotzheim gelegenen kleinen Einschnitt werden, wie wir an dem Gestein, das aus daselbst angelegten Probeschächten herausgeschafft worden ist, ersehen, die Tenuilobatenschichten zum Anbruch kommen; die Schichten zeigen sich teils flach gelagert, teils etwas nach Westen geneigt, in dem benachbarten kleinen verlassenen Steinbruch nördlich vom Geleise fallen sie etwas steiler nach Nordwesten ein; dem Jurakalk legen sich jüngere Schichten an, wie der östlichste der Versuchsschächte beweist, aus welchem tertiäre Letten mit kohligen Einlagerungen herausgeschafft wurden.

In der Umgebung von **Monheim** ist das Plateau strichweise sehr sandig. Namentlich finden sich solche Sande in der Gegend nördlich von der genannten Stadt vor. Der Sand von Rothenberg, bei welchem Ort sich zahlreiche Gruben befinden, dient als Schleifmittel zur Fertigmachung der Solenhofer Lithographiesteine. Diese mächtigen, meist etwas rötlich oder gelblich gefärbten Sande des Gebietes bei Monheim liegen in ihrer Hauptmasse zähen, grauen oder grünlichen Tonen und Letten auf. An der Grenze beider zu der Schichtenreihe der tertiären Überdeckungsgebilde gehörigen Ablagerungen geht ein Wasserhorizont durch; die im Walde südlich von Rothenberg entspringenden Quellen werden jetzt für die Wasserversorgung Monheims benützt. (Siehe Figur 9, welches Längenprofil nach einem durch das Kgl. Wasserversorgungsbureau gütigst übermittelten und von Herrn Bauführer RAV gezeichneten Plane skizziert ist). Bei der Grundlegung des Reservoirs für das Wasserwerk, das an der Nürnberger Strasse liegt in der Nähe der Monheimer Tongruben, hat sich folgender Aufschluss beobachten lassen: oben Sand, dann zäher Ton, zum Teil mit sandigen Zwischenlagen; im Letten sind viele jurassische Hornsteinkugeln und -Stücke eingebettet, nach unten zu kommen

¹⁾ v. KNEBEL, l. c. (diese Abhdlg. S. 147, Anmerk. 1), S. 37.

PROFIL DES QUELLENGEBIETES BEI MONHEIM



Figur 9.
 Profil durch das Erdreich in der Quellenregion für die Monheimer Wasserversorgung.

Die einzeln stehenden Ziffern bedeuten: 1. gelblicher, marmorierter, dichter Letten; 2. Roter zäher Letten; 3. Gelblicher grobsandiger Letten, stichweise in Sand übergehend; 4. Bläulicher Letten mit Kalksteinbröckchen; 5. Hellgrauer zäher Letten; 6. Gelblicher feinsandiger Letten, ähnlich wie 1.

auch Brocken von Jurakalk zum Vorschein. Eine grössere, aus dem Untergrund herauschauende, wohl eine isolierte Scholle darstellende Partie von Jurakalkstein zeigt geneigt stehende nach Süden einfallende Schichten. Es scheint, dass die Tone nach unten mit den Letten, welche zum Teil die verbindende Masse der Blöcke und Trümmer im bunten Rieskonglomerat bilden, im Zusammenhange stehen. Am nördlichen Ausgang von Monheim sind früher schon Fetzen von Opalinuston erkannt worden.

Der Name Monheim ist in paläontologischen Kreisen nicht unbekannt. Man denke nur an die von CUVIER¹⁾ als Gavial de Monheim benannte Versteinerung, den *Crocodylus priscus* v. SOEMMERING 1814, welcher zur Familie der Teleosauriden gehörige Krokodilier aus den jurassischen Plattenkalken jetzt unter dem Gattungsnamen *Aeolodon* aufgeführt wird. Die Fundstelle des Fossils ist die 7 km südöstlich von Monheim entfernte, näher bei Daiting (am Wege von Daiting nach Blossenau) gelegene Waldpartie der Meulenhart: hier zieht sich, von Norden kommend, ein kleines Tälchen zu dem Usselgrunde hinab, das zu tiefst den Plattenkalk unter mächtiger Überlagerung jüngerer Gebilde aufgedeckt hat. Leider sind die früher daselbst in Betrieb gewesenen kleinen Aufbrüche jetzt ganz verlassen. Die Lokalität hat nicht weniger als vier Spezies von Pterodaktylen und neun Arten anderer Saurier geliefert; auch cypressenartige Landpflanzen kommen nicht selten vor. WALTHER schreibt in seiner lehrreichen neuen Abhandlung²⁾ darüber: „Wenn man erwägt, dass alle diese Funde in kleinen gelegentlichen Aufschlüssen gemacht worden sind, dann darf man wohl Daiting als eine der reichsten Fundstellen des ganzen Gebietes betrachten, und trotz ihrer Lückenhaftigkeit zeigt uns die Fossilliste das Bild einer reichbewaldeten Küste, belebt von Flugsauriern und räuberischen Reptilien, dicht neben dem tierreichen Meeresgrund.“

Der Einschnitt bei Nussbühl, am Asbacher Hof, besitzt wie der Fünfstetter oder auch wie der beide Einschnitte verbindende Viadukt die Länge von rund 1½ km. In seinem südlichen Teile gewahrt man auf der Westseite anstehenden Weissjura, offenbar in überschobener Masse, sehr zertrümmert und breccienartig gestaltet, im übrigen sind im Einschnitte wiederum die Trümmerschichten entblösst. Trotz des häufig bunten Charakters der Einschlüsse waltet in jenen der Weissjura vor und seine brecciösen, vergriesten zerborstenen oder auch schichtigen Trümmer und Schollen bilden die Hauptmasse der Gesteine; zugleich sieht man fast sämtliche Malmstufen vertreten; hornsteinreiche Plattenkalke und Dolomite fehlen so wenig wie Werkkalk und die Impressatone, ein schöner polypler Ammonit (*Periphinctes effrenatus* FONTANNES) beweist das Vorhandensein der Tenulobatenschichten; gegen den südlichen Ausgang zu ist an der östlichen Wand sowohl schichtiger Kalk vom Unteren weissen Jura angeschnitten, als auch Marmor- oder plumper Felsenkalk des Oberen Malms und mehr zum anderen Ende hin fanden sich einige grobe Trümmer von Dolomit vor, dessen Gestein fast einen breccienartigen Habitus verrät, wenigstens sind in der hellen Dolomitmasse dunklere, graugefärbte, gleichfalls aus Dolomit bestehende eckige Stücke enthalten. Bemerkenswert ist noch, dass im Trümmermeere auch die kristallinen Gesteine,

¹⁾ CUVIER, Recherches sur les ossements fossiles. 3 éd. tome 5 II. part. p. 120—125. planche VI, Fig. 1.

²⁾ JOHANN. WALTHER, Die Fauna der Solenhofener Plattenkalke, Jena 1904. Festschrift zum 70. Geburtstag ERNST HAECKELS.

wenngleich nicht gerade besonders häufig, vertreten sind: über die hier eingesammelten Stücke wird noch weiter unten die Rede sein.

Am südlichen Ende des ganzen Aufschlusses, das sich westlich von Nussbühl, nahe beim Dorfe, befindet, gewahrt man zuerst Überdeckungsgebilde angeschnitten, gelben und darunter weissen Sand. Bald macht sich eine Blockanhäufung mit viel Weissjurabrocken besonders bemerkbar; die Brocken sind an der Oberfläche geglättet, zum Teil auch mit Einfurchungen und Kratzern versehen, so dass diese pseudoglaciale Trümmerbreccie, die in der Tat ein Blocklehm in petrographischem Sinne ist, in gewisser Beziehung an eiszeitliche Bildungen erinnert. Echte Moränen und ihre Landschaft bieten jedoch ein anderes Gesamtbild dar. Wir haben hier offenbar ein der Lauchheimer Breccie vergleichbares Gebilde vor uns, wie aus der genauen Schilderung SAUERS¹⁾ hervorgeht: „Die (Lauchheimer) Breccie gleicht einem gewöhnlichen Geschiebelehm (ist eher vielleicht noch etwas toniger) auch in seiner schmutzig bräunlichgrauen Farbe.“ Weiters führt der genannte Forscher an, dass zu der chaotisch struierten Masse bunte Keupermergel, verschiedene Juratone und Jura-Nagelfluh das Material geliefert zu haben scheinen, spricht von grossen Weissjurageröllen in der Breccie, betont, dass die Gerölle einen glänzenden Abdruck in der tonigen Masse hinterlassen (Hohlspiegelstruktur) und dass diese, die Tonmasse, eine speckige Beschaffenheit besitze, wodurch eine gewisse Glättung der eingeschlossenen Brocken an der Oberfläche bewirkt werde. Dies trifft allos Punkt für Punkt auch für unseren Blocklehm zu. Die Weissjuragerölle darin stammen für das Verbreitungsgebiet der Breccie in den hier zu betrachtenden Regionen wohl direkt aus den benachbart anstehenden Juraschichten. Professor SAUER spricht zugleich die Ansicht aus, dass, was die Entstehung der von ihm beobachteten Breccie betrifft, im Gegensatz zur Bildung der Hauptmasse des Moränenschuttes, der sich dabei im Zustand reichlichster Durchtränkung mit Wasser befunden haben muss, die gesamte Gesteins- und Tonmasse mehr oder weniger trocken verarbeitet worden sei; dies hat sicherlich auch für unsere gleichgearteten Ablagerungen Geltung. Wie die Blockanhäufung von Nussbühl, verhält sich auch jene von Weilheim, die uns von Seite 176 an beschäftigen wird oder sonst die Mehrzahl der im vorliegenden Aufsatz als Trümmerschichten oder bunte Riesbreccie bezeichneten Vorkommnisse. Die speckige Beschaffenheit der Tonmasse tritt freilich hie und da zurück, dann verschwindet auch allmählich die dunkelbraun- oder grünlichgraue Farbe des Lettens, so im Einschnitt an der Fünfstetter Bahnrestauration, wo das tertiäre Material mit helleren Letten vorherrscht und der zähe Bindeton zurückgedrängt ist. Die Ablagerung der Trümmerschichten oder bunten Breccie in typischer Gestalt für die Verbreitung im Gebiete nördlich von Donauwörth beschreibt BRANCO (l. c. S. 109 etc.) eingehend. Aus den in der Gegend östlich von Ebermergen für die neue Bahnlinie abgestossenen Probeschächten ist diese Trümmerablagerung dem zuletzt genannten Forscher schon bekannt geworden, er bemerkt darüber: „Überall dasselbe Bild eines wirr durcheinandergequälten, weichen, schmierigen Gesteins, in dem sich Keuperton, Braunjuraton und seltene Weissjurastücke erkennen lassen.“

Hier im Nussbühler Einschnitt spielen Weissjuratrümmer in der blocklehmartigen Masse gewissermassen die Hauptrolle, wie man schon gleich zu Anfang desselben bemerkt, wo unter und neben der Blockanhäufung, die auch zahlreiche

¹⁾ BRANCO, Das vulkan. Vorries S. 105.

kleine Kalkstücke enthält, grössere Partien von zerbrochenem Jurakalk vorhanden sind, welche Ausbildungsweise sich durch den ganzen Aufschluss fortsetzt. Am südlichen Ausgang sind auch rötlich gefärbte Ablagerungen dem Blocklehm beigelegt, später erscheinen einzelne grössere Ballen von grauem Ton, eine umfangreiche Partie von intensiv carmoisinrotem Ton, umgeben von tertiär aussehenden Letten, trifft man weiter nördlich an der Westwand eine ziemliche Strecke noch vor der Mitte des ganzen Aufschlusses an. Ab und zu werden auch Einschlüsse von rotem Eisenoolith oder anderem Material von Dogger bemerkt; Brocken kristallinischer Gesteine sind in der Tonmasse unregelmässig verteilt, scheinen aber der nördlichen Hälfte des Einschnittes ganz zu fehlen, relativ am häufigsten treten sie in der Region etwas südlich von seiner Mitte auf. Von der grösseren Jurascholle am südlichen Ende ist eine dem Marmorkalk des Oberen Malms angehörig, andere wieder lassen vergriesteten oder auch mehr deutlich schichtigen Mittleren Weissjura und Werkkalk erkennen. Eine dieser Schollen setzt sich aus Schichten zusammen, die ein flaches Einfallen 140° SO besitzen, eine andere, nicht weit von dieser entfernt gelegene, zeigt die Bänke 190° SW mit 45° geneigt. Es dürfte ermüden, Schritt für Schritt den Aufschluss zu besprechen, da sich nahezu immer das gleiche Bild wiederholt: zwischen grösseren, meist zertrümmerten Jurapartien die Blockanhäufungen, wobei der zähe, mit Geröllen vollgespickte Letten auch in schmale Spalten der Jurakalkklötze eingedrungen ist. Im allgemeinen ist auf der Westseite Juragries und -Schutt vorherrschend, wobei man an einigen Stellen den Eindruck des anstehenden, wenn auch überschobenen Juragesteins, wie schon oben erwähnt, gewinnt. Dazwischen tritt die lettige Matrix mit den Blöcken und Trümmern auf. Die Farbe des Blocklehms scheint hier etwas heller zu sein als im Weilheimer Einschnitt. Gegen die Mitte vom Einschnitt zu hebt sich an der Ostwand eine grössere Masse vom Frankendolomit heraus; Blocklehm, grosse Juratrümmer, nach Süden fallende Schichten einer Kalkscholle befinden sich in der Nachbarschaft. Etwa in der Mitte selbst des Aufschlusses kommt mit bogiger Begrenzung nach oben, also in sattelförmiger Lagerung, ein Komplex von weissem Sand, der Überdeckung oder dem Tertiär angehörig, vor, im Hangenden davon tritt wieder Blocklehm auf; viel Weissjurablöcke, darunter auch solche von besonders grossen Dimensionen, denen sich zusammenhängendere Partien von Breccienkalk anschliessen, können nicht mehr befremden. An der Westseite, wo hauptsächlich zermalmtter Jurakalk im Blockkonglomerat sichtbar ist, häufen sich gegen das nördliche Ende des Einschnittes die bunten Einlagerungen; zäher Tegel mit geglätteten Geschieben, ziegelroter Ton, rote und grüne Letten; helle Sande, von anscheinend tertiärer Abstammung, und farbige Tone sind nahe der Brücke für die Wemdinger Chaussee aufgedeckt, ganz aussen am Einschnitt (westliche Seite) finden sich neben sandigen Überdeckungsgebilden noch rötliche, lettige Sande vor, vielleicht nur umgelagertes Material älterer Schichten. Auf der Ostseite halten die Trümmerschichten mit den Blockanhäufungen in der geschilderten Weise an bis in die Nähe jener Brücke, wo sie gelben oder braunen, eisenreichen, mit helleren Lagen wechselnden Sanden Platz machen, die offenbar der allgemeinen Juraüberdeckung einzuverleiben sind und speziell mit den Monheimer Sanden identifiziert werden können.

Von Urgebirgsgesteinen habe ich im Nussbühler Einschnitt verschiedenartige Typen aufgefunden; nur die wichtigsten davon sollen hier erwähnt werden:

1. Heller Granitit oder Amphibolgranitit. Ganz in eine vorwaltend weisse Masse zersetzt.

2. Rottfleckiger Granitit oder Amphibolgranitit, grobkörnig, schwarz- und weissgefleckt mit groben roten Punkten (Feldspäten). Sehr zersetzt. 3. Dasselbe Gestein, jedoch frischer. 4. Dasselbe Gestein, aber feinkörniger. 5. Grünlicher, rotfleckiger Amphibolgranitit. Ähnliches Gestein wie 2, aber, wenigstens dem oberflächlichen, makroskopischen Habitus nach hornblendereicher; Amphibol ist allerdings bei näherer Betrachtung nicht deutlich zu erkennen, dagegen ist dunkelgrauer Biotit, wohl aus jenem entstanden, vorhanden; scheint einen Übergang zu 6 zu bilden. 6. Dioritartiges Gestein, fein- bis mittelkörnig, dunkelgrün, weiss punktiert. 7. Diorit- oder Amphibolitartiges Gestein, mit leicht ausgeprägter Parallellagerung der Gemengteile (6 und 7 machen ganz den Eindruck von dioritischen Gesteinen oder Plagioklasamphiboliten; Gesteine von demselben Typus, aber in frischerem Zustand und mit dem Vorkommen einer Tuffablagerung in Zusammenhang stehend, fand ich in einem Acker südlich von Nussbühl auf, s. S. 173). 8. Glimmerreicher Granitit (Amphibolgranitit) oder Quarzglimmerdioritartiges Gestein, ähnlich Nr. 4, jedoch viel mehr dunklen Biotit enthaltend. 9. Heller, etwas rötlicher Granitit oder Amphibolgranitit; beide Gesteine 8 und 9 sind näher untersucht worden, ihre Beschreibung folgt weiter unten.

Diese Gesteine sind in ihrer Mehrzahl im bergfeuchten Zustand vollständig weich (so beispielsweise namentlich Nr. 1, 2 und 6), wie eine Paste, sie lassen sich mit dem Messer in dünne Scheiben schneiden, ja man kann solche Diorite oder granitisch aussehende Gesteine, frisch dem nassen Letten der umhüllenden Trümmerbreccie entnommen, wie sonst weiche Substanzen mit dem Messer geradezu auf andere Körper aufstreichen. Im Schlämmrückstand einiger dieser Gesteine (beispielsweise von Nr. 1) liessen sich makroskopisch nur geringe Mengen von Quarz nachweisen, man darf daher dieses Mineral wohl auch als in feiner Verteilung in den Gesteinen vorhanden annehmen.

Die kristallinischen Gesteine aus dem Fünfstetter Einschnitt lassen, meiner Ansicht nach, weit weniger eine so intensive Umbildung erkennen. Wir müssen für diese starke Umänderung und Zersetzung wohl besondere Ursachen annehmen, worauf auch bei Besprechung der kristallinischen Gesteine aus dem Weilheimer Bahneinschnitt hingewiesen werden wird (s. S. 177). Vielleicht dürften heisse Lösungen und Dämpfe bei den eruptiven Vorgängen, die den Transport des kristallinischen Materiales aus der Tiefe verursachten, mit in Aktion getreten sein und dadurch der sonstigen Zersetzung gegenüber viel intensivere Veränderungen an den vorhandenen Gesteinen bewirkt haben. So wird man eine Art pneumatolytischer oder thermaler Prozesse annehmen können. Die in den vulkanischen Tuff eingebetteten Gesteine dioritischer Abkunft zeigen beim Nussbühler Vorkommen (S. 173), wie bereits bemerkt, einen weit weniger hohen Grad der Umänderung als die in dem zähen Letten der Blockanhäufung eingebackenen Stücke, jedenfalls bietet sich hier noch ein erspriessliches Feld für weitere Untersuchungen dar.

8. Dunkler, feinkörniger Granitit oder Amphibolgranitit. Sehr glimmerreich. Zwischen den schwärzlichen Biotitfasern graue Quarzkörner und blassrötliche Feldspäte. Im Dünnschliff wurde das Gestein von Assistent SCUTSSEN untersucht, auf dessen Angaben die folgende Charakteristik sich stützt: Körnige Struktur, Hauptgemengteile Quarz, Feldspat, worunter namentlich Plagioklas deutlich zu erkennen, und Biotit. Vereinzelt treten schwarze Erzkörner, anscheinend auch mit leukoxenartigen Substanzen auf. Apatitnadeln häufig im Feldspat und Quarz, in dem auch reichliche Einschlüsse von Bläschen vorkommen. Ausserdem, wenn auch spärlich, Stäbchen des eigentümlichen Mineralen, von dem beim nächsten und einem Weilheimer Gestein (S. 180) die Rede sein wird. Der Quarz ist häufig zerbrochen, gequetscht, undulös auslöschend. Von den Feldspäten macht sich wegen der öfters noch ziemlich deutlichen Lamellierung der Plagioklas besonders bemerkbar. Er ist reichlich mit Zersetzungsprodukten durchzogen. Die Mehrzahl des triklinen Feldspates scheint ziemlich stark basischer Natur zu sein, doch kommen auch verhältnismässig frische, kleinere Individuen vor, die einem weniger basischen Plagioklas anzugehören scheinen. Orthoklas ist jedenfalls auch vorhanden. Als eine eigentümliche Ausbildungsart ist zu bemerken, dass die mit Mineralstaub und Umwandlungsprodukten erfüllte zersetzte Masse der Feldspäte häufig einen scharf umschriebenen Kern darstellt, der von lichter, manchmal auch Zwillingstreifung zeigender Substanz umgeben ist. Die stark zersetzten Biotitfasern weisen nur mehr die vollkommene Spaltbarkeit auf, sie sind zum Teil durch Ausscheidung von Eisenerz undurchsichtig geworden. Deutlich erhaltene Hornblende lässt sich nicht mehr erkennen; doch könnte vielleicht ein Teil der grünen und glimmerigen Substanzen auf ihr früheres Vorhandensein deuten: dadurch und wegen des hohen Plagioklasgehaltes nähert sich das Gestein einem Quarzglimmerdiorit. Damit steht auch der nicht gerade unbedeutende Kalkgehalt des Gesteins, wie schon der Salzsäureauszug ergibt, im Einklang. In nachstehender Zusammenstellung sind die Bestandteile des Salzsäureauszugs unseres Gesteins (A) neben die des in gleicher Weise behandelten Sulzdorfer Granites (B) und eines äusserst stark zersetzten Plagioklas-

amphibolits aus dem Weilheimer Blocklehm (C) gesetzt. In solch intensiver Art verändert, wie dieser Weilheimer Amphibolit, tritt uns auch das unten noch näher zu erwähnende rötliche, helle Granitgestein von Nussbühl entgegen. Die Gesteine enthalten etwas Lithium, wie dies auch sonst für Riesgesteine, namentlich für die Granite, die sonach den Lithionitgraniten einzureihen sind, konstatiert worden ist. Aus der Behandlung mit HCl berechnen sich die Mengen¹⁾ der gelösten Stoffe für die einzelnen Gesteine wie folgt:

Beim glimmerreichen Granitit (lufttrocken) von Nussbühl (A ₁) zu . . .	23,84 % ¹⁾
bei demselben Gestein, bei 110° getrockneter Substanz (A ₂) zu . . .	22,84 „
beim Sulzdorfer Granit (Granitit) (B)	11,27 „
beim hellgrauen, weisstreifigen Amphibolit von Weilheim (C) . . .	38,00 „

Analyse des Salzsäureauszuges einiger Riesgesteine.

Ausgeführt von A. SCHWAGER.

Bestandteile	A ₁	A ₂	B	C
SiO ₂	29,15 %	30,42 %	32,70 %	34,26 %
TiO ₂				2,63 „
Al ₂ O ₃	6,08 „	6,35 „	13,93 „	26,24 „
Fe ₂ O ₃	27,52 „	28,72 „	25,14 „	12,87 „
MnO	6,71 „	7,01 „	3,91 „	2,21 „
CaO	7,05 „	7,35 „	4,80 „	3,69 „
MgO	8,26 „	8,62 „	5,85 „	4,34 „
K ₂ O	4,15 „	4,33 „	2,03 „	2,37 „
Na ₂ O	2,06 „	2,14 „	5,61 „	2,92 „
Li ₂ O	sehr deutl. Spur	sehr deutl. Spur	sehr deutl. Spur	Spur
P ₂ O ₅	0,29 „	0,31 „	0,42 „	
H ₂ O	9,07 „	5,03 „	5,94 „	5,82 „
CO ₂				3,37 „
Summe	100,34 %	100,28 %	100,33 %	100,72 %

A₁ Salzsäure-Auszug des glimmerreichen Granitites von Nussbühl bei Anwendung der lufttrockenen Substanz.

A₂ Salzsäure-Auszug des glimmerreichen Granitites von Nussbühl, bezogen auf die bei 110° C. getrocknete Substanz.

B Salzsäure-Auszug des rötlichen Granites (Granitites) von Sulzdorf, bezogen auf die bei 110° C. getrocknete Substanz.

C Salzsäure-Auszug des hellgrauen Plagioklasamphibolites von Weilheim (s. S. 179).

9. Ganz zersetzter blassrötlicher, heller, dunkelfleckiger Granitit. Ein Teil des Feldspats ist matt ziegelrot gefärbt und verleiht dadurch dem Gestein in Verbindung mit dem blendendweissen, in eine pulverige Masse verwandelten übrigen Feldspatgemengteil und den dunklen Fasern von Biotit das eigenartige Aussehen. Das Gestein ist äusserst stark zersetzt. Unter dem Mikroskop gewahrt man nur vereinzelt typisch aussehende, dabei zerbrochene und sehr stark undulös auslöschende Quarzkörner. Mit der Lupe glaubt man allerdings am Gesteinsbruch die Umrisse der anscheinend ziemlich reichlich vorhandenen Quarze noch umschrieben zu sehen; im Dünnschliffbild sind diese Stellen bei gekreuzten Nikols mit matt bläulichgrauer Farbe sichtbar, gegenüber den übrigen Bestandteilen die einzigen helleren Partien im Gestein, ihre Substanz löschet undulös aus, ist von Parallelrissen durchzogen, manchmal lässt sich sogar eine sechsseitige Begrenzung erkennen. Ähnlich aussehende, bläulichgrau gefärbte (Nikols +), offenbar ursprünglich einheitlich beschaffenen Kristallkörnern angehörige Partien scheinen sogar aus breitstrahligen Aggregatmassen zu bestehen, die den Raum des früheren Minerals ausfüllen. Die Feldspäte sind in ein Haufwerk von Zersetzungsprodukten umgewandelt, unter welchen glimmerartige Mineralien vorzuherrschen scheinen. Die feldspatigen Substanzen sind daher ganz trüb und undurchscheinend geworden, höchst selten

¹⁾ Unter Einschluss der nach der Behandlung mit Säure durch kohlensaure Alkalien löslich gewordenen Kieselsäure.

sind noch Andeutungen einer Parallelstreifung wahrnehmbar. Selbst die grossen Biotitfetzen zeigen sich stark verändert; Spaltbarkeit und Absorption sind fast verschwunden. Chloritische Schuppen ab und zu erkennbar. Opake, bei auffallendem Licht gelblichweisse Partien dürften dem Leukoxen nahestehen. Die auffallendsten Einschlüsse werden jedoch durch ein stark lichtbrechendes Mineral gebildet, das in kleinen Säulen und Nadeln vorkommt und hier in gedrungeneren Formen vorhanden ist als im Weilheimer Gestein, Nr. 6, bei dessen Besprechung (S. 180) das Mineral noch weitere Erwähnung finden wird.

Es wurde von diesem Gestein (Nr. 9) auch das Abschlämmungsprodukt untersucht. In den feinsten durch den Schlämmprozess abgeschiedenen Teilen fand Herr SCHWAGER 52,59 % SiO_2 und 8,35 H_2O vor. Diese Werte berechnen sich unter der Annahme, der Feldspat sei ganz in Ton von Kaolinzusammensetzung umgewandelt, auf ein Gemenge von 60 % Ton und 40 % Quarzstaub.

Als Durchbruchröhre solcher aus kristallinen Gesteinen bestehender Explosionsprodukte kann man eine am Südabhang des Nussbühler Hügels befindliche Stelle annehmen. Hier findet man Brocken archaischer (dioritartiger, S. 171) Gesteine nebst vielen Bomben in den Äckern liegend vor. Für das im Einschnitt gefundene Material mag vielleicht noch ein anderer diesem näher gelegene Punkt, der später durch Überdeckung verhüllt wurde, in Betracht gekommen sein. Die eben erwähnte Stelle südlich von Nussbühl an der Abdachung gegen den Bach zu, liegt 200—300 m nördlich von dem kleinen Einschnitt (Tenuilobatenschichten S. 166) unweit der Haltestelle Flotzheim entfernt.

Die bisherige Schilderung wird dargetan haben, dass für die Beurteilung der geologischen Verhältnisse des Vorrieses die Aufschlüsse an der neuen Bahnlinie von ganz erheblichem Werte sind. Ausser der Konstatierung von bedeutenden Überschiebungen ist jetzt insbesondere erwiesen, dass die bunte Riesbreccie eine grosse Verbreitung besitzt. Die Ablagerungen der bunten Breccie oder die Trümmerschichten lassen zugleich eine etwas wechselnde Beschaffenheit ihrer Zusammensetzung im ganzen und in der Ausbildung öfters eine gewisse Anשמiegung, wenn man so sagen darf, an ihre Unterlage erkennen, so enthält die offenbar auf jurassischen überschobenen Breccienkalk aufgesetzte Trümmerablagerung im Nussbühler Einschnitt vorwaltend Material des Weissjura eingeschlossen. Bei mangelnden grösseren Aufdeckungen können die Trümmerschichten im Revier schwer erkannt werden. Die von ihnen gebildeten Geländeformen bestehen meist aus flachen langgezogenen Hügeln, deren Oberfläche den sonstigen Albüberdeckungsgebilden anzu gehören, oder an welchen nicht selten ein riffartig vorstehendes Malmgestein die Weissjuranatur des ganzen Hügels zu verraten scheint. Es kann aber nach den neueren Aufschlüssen nicht zweifelhaft sein, dass viele dieser im Terrain markant auftretenden Jurapartien von nicht zu grosser Ausdehnung nur Schollen oder gewaltige Klötze innerhalb einer mächtigen Block- und Trümmeranhäufung darstellen. Man muss sich dann bei der Kartierung hüten, nicht zu viel anstehenden Jura zu geben, was bei der älteren Einzeichnung wohl ab und zu geschehen sein mag.

Dass in diesen Gegenden des Vorrieses nicht normale Verhältnisse vorhanden sind, geht allein schon aus den Oberflächenformen des Plateaus hervor. Die langgezogenen Rücken der manchmal fast wellenförmig angeordneten Höhenzüge, die häufig unvermittelt auftretenden felsigen Kalk- oder Dolomitklippen, der Wechsel in den Formationsabteilungen und die unregelmässige, durch Überschiebungen oder verschiedenartiges Einfallen der Schichten erkennbare unregelmässige Lagerung geben für das Gebiet eine geologische Ausbildungsart von besonderem Gepräge ab, die auch ohne die anderen charakteristischen Erscheinungen auffällig genug bleibt. Sie ergänzt sich dann in Verbindung mit den übrigen Vorkommnissen, nämlich von vulkanischem Tuff, kristallinischem Gestein, Blockanhäufungen mit

bunter Breccie und dem ausgedehnten Auftreten von Breccienkalk und vergriesteten Massen des Weissen Jura zu dem bekannten, den Riesgegenden allein eigenen geologischen Gesamtbild.

Welch unruhige Verhältnisse in geologischer Beziehung in solchen dem Vorries angehörigen Territorien herrschen, mag beispielsweise aus der Betrachtung des dem letztbesprochenen Einschnitte benachbart gelegenen Gebiets entnommen werden. Wir beobachten in Flotzheim Mittleren weissen Jura mit nach Süden geneigten Schichten, daneben tritt Halbdolomit auf, während am nördlichen Ausgang des Ortes blauer Letten und Jurabreccie, etwas weiter nördlich Oberster weisser Jura zu konstatieren ist. Zwischen Flotzheim und Nussbühl befindet sich nahe an den Krautäckern ein grösserer Steinbruch in zersplittertem (vergriestem) Kalkstein des Mittleren weissen Jura, die Schichten sind nach Nordwesten gerichtet. Östlich von Nussbühl am Flotzheim-Ottinger Pfad tritt im sog. Leinfeld markant eine Breccienkalkkuppe auf, wobei sich das Gestein sehr stark mit Brüchen und Klüften durchsetzt erweist. Südöstlich von dem erwähnten grösseren Steinbruch ist ein flacher Hügelrücken, durch den sich ein kleiner Bahneinschnitt (S. 166) zieht, aus den Schichten der Tenuilobatenkalk aufgebaut: die Lagen haben ein westliches Fallen, im benachbarten kleinen Aufbruch ein nordwestliches und an einer etwas östlich davon gegen Flotzheim zu gelegenen Stelle wurde sogar ein Einfallen nach Südwesten mit 25° ermittelt. Trümmerschichten mit bunter Breccie finden sich im Tälchen westlich von Flotzheim an der Fünfstetter Strasse neben Breccienkalk vor, Dolomit und grobbankiger Plattenkalk folgen dann weiter am Gehänge hinauf. Dolomit steht auch im Dorfe Nussbühl zutage an: mitten im Ort erhebt sich die Kirche auf einer dolomitischen Kuppe. Dolomit gewinnt ferner am Abhang südwestlich vom Asbacher Hof einige Verbreitung, eine Partie desselben fällt mit 15° nach Südwesten ein, in der Nähe ist Breccienkalk anzutreffen. Ein kleiner Aufbruch SW vom Asbacher Hof, 1/2 km vom Hofe entfernt, lässt Mittleren weissen Jura, nach N fallend, erkennen, an einer 1/2 km weiter südwärts gelegenen Stelle sind die Kalkbänke nach NO und etwas westlich davon, in der Steingrube an der Abzweigung des Nussbühler Weges vom Fünfstetten-Ottinger Strässchen, mit 30° nach W geneigt.

Diese Ausführungen sind nur geschehen, um zu zeigen, wie wechselnd sich in diesen Gebieten, selbst auf kleinen Raum beschränkt, hinsichtlich der Lagerungsart und der Vertretung nach den einzelnen Stufen die Juraschichten dem Auge darbieten. Auf dem anscheinend aus zertrümmerten Mittleren oder Unteren weissen Jura bestehenden Rücken südwestlich von Nussbühl, so sei nebenbei bemerkt, habe ich *Pecten pseudoparadoxus* GÜMBEL¹⁾ gefunden, beifolgende Zeichnung (Figur 10) soll



Figur 10.

Pecten pseudoparadoxus GÜMB.
Mittl. weisser Jura. Nussbühl.

das genannte Fossil vorführen. — Die im Wiesengrund zwischen Fünfstetten und Nussbühl ausgebreitete Ablagerung, jetzt als Opalinuston erkannt, war in den Originalaufnahmskarten als grauer tertiärer Ton eingetragen, bei den mangelnden Aufschlüssen gewiss eine verzeihliche Angabe. Zwischen Fünfstetten und dem Mittelweger Hof sind Trümmerschichten, zugleich mit dem Auftreten von kristallinischen Gesteinen, nachgewiesen. Es wäre nun anziehend, sonst noch die Einzelheiten der Ausbildung in der Gegend um Fünfstetten weiter zu verfolgen, doch fehlt hier der Raum für eine solche Schilderung. Ich möchte nur noch ergänzend bemerken, dass bei Fünfstetten Überschiebungen sich auch an den Weissjurabildungen nachweisen lassen. Am Sulzdorfer Weg südöstlich vom Biberhof sehen wir Plattenkalk entblüsst, weiter nordwärts findet sich im Vergleich zu diesem älteres Weissjuragestein vor. Am Milchbuck (Steinbruch) gewahrt man im Hangenden bankige Kalke des Mittleren oder Unteren weissen Jura (Einfallen 345° N unter ca. 38° Neigung), die Unterlage davon bilden Kalke, die einem etwas höheren stratigraphischen Niveau des Malm's, etwa der Stufe der Pseudomutabilisschichten, angehören und auch die Trennungslinien der in der unteren Partie des Aufschlusses zu beobachtenden Lagen, die mit den Schichtungsflächen zusammenzufallen scheinen, dürften zum Teil als die Anschnitte von Überschiebungsflächen aufzufassen sein, zudem sind diese unteren Lagen sehr zerklüftet und mit Brüchen stark durchsetzt und im Tiefsten des Bruches ist ein Breccienkalk, mit senkrechten Ablösungsrichtungen durchzogen, anstehend.

¹⁾ GÜMBEL erwähnt diese Art zuerst aus dem Streitberger Werkkalk (Jahresheft. des Vereins für vaterl. Naturk. in Württemberg. 18. 1862. S. 206). Wir haben darin den Typus des *Anussium personatum* v. ZIEGL., vertreten durch eine etwas kleinere Form, aus dem Weissen Jura vor uns. Die Wirbelgegend ist am Stück, wie auch die Figur zeigt, etwas verletzt. — Das vorliegende Exemplar ist mit der Schale erhalten, welche durchscheinend die inneren Radialrippen erkennen lässt.

Begeben wir uns nun nach diesen Abschweifungen auf die Hauptstrecke zurück. Die Bahn setzt in der Nähe des Asbacher Hofes über die Monheimer Strasse. Auf der Hochfläche, wo das nördlich nach **Otting** zu sich absenkende Tälchen beginnt, sind mit Torf- oder Moorgrund bedeckte Flächen ausgebreitet. Die Bahn folgt nun zunächst dem Laufe jenes Tälchens, zieht hart an Otting, südlich vom Dorfe, vorbei und wendet sich dann in nordöstlicher Richtung, die Hügel des rechten Talgehanges berührend, gegen Weilheim hin. Stellenweise ist der Boden sandig, so bei der unteren Überquerung des Ottinger Strässchens (Überdeckungssande, wie in der Gegend nördlich von Monheim); meist zeigen aber die Versuchsschächte in der Umgebung von Otting und bis über Weilheim hinaus die Griesbreccie des Weissjura verschiedener Stufen oder die Trümmerschichten, d. h. die Riesbreccie (buntes Konglomerat). Den lettigen Riesschutt mit den Trümmern von Gesteinen verschiedener Formationen findet man nächst Otting am Weg, der auf die südöstlich vom Orte befindlichen Höhe hinaufführt, an der Oberfläche anstehend vor. Schwärzliche Tone, die man als Auswurf der Versuchsgruben hie und da bemerkt, möchte ich hier zum Teil als Ornatenton ansehen, an anderen Stellen sind sie ihrer Abstammung nach tieferen Juraschichten einzureihen. Am Hügel östlich von Otting finden sich die Trümmerschichten über jurassischem Material, das zum Teil den oberen Stufen des Malms (Dolomit, Plattenkalke) angehört, gelagert vor. Aus mittlerem und oberem Weissjura besteht auch das Gerippe des nach Weilheim zu folgenden Mausberges; strichweise sind dann in mehr oder minder starker Entwicklung die Trümmerschichten der kalkigen Unterlage aufgesetzt. Eine nahezu halbwegs zwischen Weilheim und Otting beim sog. Klingefeld am Ostgehänge des Tales neben der Bahn gelegene Füllgrube, die sich bei den fortgesetzten Arbeiten für die Bahn wohl auch zu einem grösseren Aufschluss erweitern wird, zeigt verstürzten Plattenkalk, darüber schwärzlichen Letten älterer jurassischer Abkunft neben Weissjuragries. Die zum Tal abfallenden Gehänge südwestlich von Weilheim lassen etwas dolomitisches Gestein und Kalke des Mittleren weissen Jura erkennen, die daneben am flachen Plateau gegen das sog. Breitfeld hin durchziehende Bahntrace hat die Überschiebungsgebilde in ausgezeichnet schöner Weise angeschnitten. Tertiär mit Kohle, Weissjurashollen, lettige Massen etc. liegen in buntem Durcheinander beisammen; die Weissjura-partien zeigen die Schichten mehr oder weniger stark (häufig mit 35°) aufgerichtet und im Einfallen meist nach Südwesten zu gestellt.

Nach früheren Beobachtungen zeigt ein Steinbruch am Waldrand gleich südlich von Weilheim einen unregelmässig oolithisch ausgebildeten gelblichen Kalk (i^{2b} der Geogn. Karte), seine Schichten sind fast horizontal gelagert, nur ein wenig nach S geneigt; an Einschlüssen fanden sich vor: *Oppelia tenuilobata* ORP. *Pecten subpunctatus* GOLDF., cf. *Lucina semicardo* QUENST.

Eine Schürfgrube in der Nähe von **Weilheim** brachte viel schwarzen Ton aus dem Boden herauf. Solche dunkle Letten vom petrographischen Habitus des Opalinustones hat MELCH. NEUMAYR schon im Jahre 1867 am östlichen Ende von Weilheim nachgewiesen; im Jahre 1876 konnte ich dann durch Fossilfunde und die Konstatierung von mitvorkommendem Eisenoolith die Braunjuranatur der Ablagerung sicher ermitteln. Sonst war früher in der Gegend wegen Mangels günstiger Aufschlüsse wenig von Überschiebungen zu bemerken. Am Prielschlag westlich von Weilheim hatte ich jedoch die Trümmerschichten schon vor einer Reihe von Jahren anstehend gefunden. Nun aber ist die bunte Breccie, der Ries-

schutt, in grossartiger Weise im Gelände gleich bei Weilheim, an dem nordnordwestlich vom Dorfe sich ausdehnenden flachen Rücken, im sog. Prielfeld, erschlossen worden. Die Bahn schneidet hier eine Kurve vom Möhrental ab, gelangt bei den Langheckenäckern wieder ins Tal, nach dessen Überschreitung sie auf der linken Talseite über Gundelsheim bis Möhren bleibt. Der Aufschluss im **Bahneinschnitt bei Weilheim** ist wohl der prächtigste auf der ganzen Route. Die Eigenschaften einer bunten Breccie finden sich hier in auffälligster und grossartigster Weise ausgeprägt. In wirrem Durcheinander liegen jurassische Gesteine verschiedenen Alters und tertiäre Gebilde, kristallinische Felsarten und Keuperablagerungen mitsammen vermengt; dabei erhöht der Kontrast der Farben-



Figur 11.

Partie aus dem südlichen Teil des Weilheimer Einschnittes.
Tertiärer Sand mit Kohle (die dunklen linsenförmigen Stellen) in der Blockanhäufung.

wirkung das Seltsame der Erscheinung: blendendweisse Jurakalke heben sich grell von den schwarzen Lagen der Kohle ab, weiters finden sich gelbe Sande mit grünen Tönen vor, dunkle Gneisse oder bräunliche Granite stossen an rosafarbenen Keupersanden oder purpurroten Letten gleichfalls triasischer Herkunft ab und in einer mattgrauen Zwischenmasse sind Gesteinstrümmer bunter Art eingesprengt, wodurch die aufgeschlossene Wand wie getüpfelt und gefleckt erscheint; so ist im ganzen ein äusserst farbenreiches Bild dem Auge geboten. Beginnen wir jetzt mit Einzelbeobachtungen an einigen Teilen des Einschnittes. An seinem südlichen Ende, wo der Bahndamm, der über das Tal führt, ansetzt, sind unterste Weissjuraschichten, tonige Impressamergel, anstehend zu erkennen; daneben, nach Norden zu, ist eine Partie schichtiger Malmkalke vom Bimammatus- oder Tenuilobatenniveau hingeworfen, ihre Lagen streichen NS 10° – 190° bei sehr

steilem Einfallen. Nicht weit davon lässt sich Eisensandstein des Doggers nachweisen, während ausserdem weissliche und gelbliche Tone auftreten; es folgt dann Juragries, Breccienkalk und bunte Trümmersmasse; weiter einwärts zeigen sich die tertiären Ablagerungen (Tone mit kohligen Einlagerungen) allmählich etwas mächtiger, zugleich nähert sich die Lagerung (Figur 11) mehr der normalen, horizontalen, doch nimmt bald darauf im nördlichen Teil des Einschnittes in der Verteilung der Gesteinsarten wiederum ein buntes Durcheinander überhand. Hier findet man auch kristallinische Gesteine in grösserer zusammenhängender Masse vor. Im mittleren und südlichen Teil des Aufschlusses herrschen dagegen bis nahe gegen den Rand hin die tertiären tonigen Schichten, wie schon erwähnt, vor. Betritt man den Einschnitt am Nordgehänge des Hügels, so trifft man zuerst, auf vergriestem Jura lagernd, die Trümmerschichten in der Ausbildung von zähem Letten mit verschiedenartigen



Figur 12.

Gneiss mit granitischem Gang (hellere Partie des Bildes). Weilheimer Einschnitt.
(An der linken oberen Ecke gewahrt man das Einfallen der Gneisslagen).

Gesteinstrümmereinschlüssen an; bald stösst man auf eine breitere Partie von bräunlichem, stark zersetztem, glimmerreichem Gneiss, dessen Schichten steil (mit 70°) nach Norden einfallen. Der Gneiss ist durchsetzt von ziemlich breiten Gängen eines granitischen Gesteins (Figur 12). Das kristallinische Gestein reicht bis zum Boden des Einschnittes herab (wenigstens war dies zur Zeit meines Besuches der Fall): man wird aber keinen alten Pfeiler oder eine Insel von anstehendem Urgebirg, das wohl in nicht allzu bedeutender Tiefe im Untergrund erwartet werden kann, annehmen dürfen, sondern nur einen grossen Brocken einer archaischen Gesteinsmasse vor sich haben. In den begleitenden Letten sind dann noch andere, kleinere Trümmer von kristallinischen Felsarten eingeschlossen; besonders häufig begegnet man dioritischen Gesteinen. Mehrere Proben von solchen im lettigen Zwischenmittel der Trümmersbreccie steckenden kristallinischen Gesteine wurden näher untersucht. Manche dieser Stücke, vom Habitus dioritischer oder sonstiger amphibolhaltiger Gesteine sind ganz mürb und können sogar zwischen den Fingern zerquetscht werden. Die intensive Zersetzung ist offenbar nicht durch die gewöhnlichen Verwitterungsvorgänge hervor-

gebracht, sondern dürfte auf die Wirkung vulkanischer Gase und heisser Dämpfe und wohl auch auf warme mit Kohlensäure imprägnierte Wasser zurückzuführen sein.

In der Nähe der grösseren Masse von kristallinischem Gestein fand ich in der Trümmerbreccie einen Block vor von obermiocänem Süsswasserkalk. Der Kalkstein ist von hellrötlichgelber Farbe und besitzt einen konglomeratischen Habitus (abgerundete, ovale Kalkstücke in kalkiger Umhüllung); er führt Helixreste, die offenbar auf *Helix platychelodes* SANDB. zu beziehen sind. Der Einschluss des Kalkes in der Breccie ist wichtig, weil dadurch bewiesen ist, dass ihre Bildung in einer postobermiocänen Zeit erfolgt ist. Auch KOKEN hat z. B. an anderen Stellen (Wallfahrt bei Wemding) beobachtet, dass in dem moränenartigen Schuttgebirge



Figur 13.

Scholle von Weissem Jura in der Bunten Breccie. Weilheimer Einschnitt.

tertiärer Süsswasserkalk vorkommt (Geolog. Stud. loc. cit., 2. Folge S. 447.) Später vermochte ich noch mehrere beträchtlich grosse Tertiärkalkblöcke nachzuweisen.

Benachbart jener grösseren Partie vom Urgestein tritt Juragries auf; auf der gegenüberliegenden Seite des Aufschlusses, der östlichen, beobachtet man tertiäre Kohle, daneben nach Nord mit 55° einfallende Weissjurabänke, dann bunte Tone, Jurabreccie und sonstiges Trümmerzeug von Riesgesteinen, die Stücke im lettigen Zwischenmittel eingebacken; Weissjurafetzen und Kohle, letztere auch gelegentlich zu rundlichen Klumpen zusammengeballt, sind besonders häufig. Doch treten auch grössere Partien von nahezu horizontal gelagerter Kohle und tertiärem grünlichen Ton auf. Eine Partie von Weissjurabänken, eingebacken in den Blocklehm (die bunte Riesbreccie), bringt die Figur 13 zur Darstellung.

Von den kristallinischen Gesteinen aus dem Weilheimer Einschnitt will ich nur einige wenige Typen hervorheben:

1. Gneiss. Grünlichgrabraunes, etwas mürbes, deutlich geschichtetes Gestein. Glimmer, Feldspat und Quarz in besonderen Streifen angereichert. Andeutungen von augiger Struktur. — Das. cit. S. 117) als anstehend oder wenigstens in grösserer Masse vorkommend angegebene Gestein.

2. Heller, blasserötlicher mittelkörniger Granit oder Granitit. Mürb. Ähnlich oder gleich dem Granitit Nr. 1 von Fünfstetten (S. 156). In Figur 12 den fast senkrecht stehenden, heller gefärbten Gang im dunklen Gneiss (Nr. 1) bildend. Im Dünnschliff gewahrt man stark zertrümmerte Quarze und Feldspäte. Der Quarz ist stark mit Bläschenstreifen (Flüssigkeitseinschlüssen) durchzogen. Die Quarzindividuen greifen öfters mit ihren Rändern zahnradförmig ineinander ein. Feldspäte verhältnismässig frisch. Neben Orthoklas auch Plagioklas vorhanden. Grüne Biotitfasern, diese öfters gewunden, verdrückt und gepresst.

Die folgenden Gesteine bilden keine grösseren zusammenhängenden Partien, sondern sind als Gerölle oder Trümmer in der leetigen Masse der Bunten Breccie aufgefunden worden.

3. Weissliches, ganz weiches granitisches oder dioritisches Gestein. Äusserst stark zersetzt. Fast ganz in kaolinische Produkte umgewandelt; ausser der weissen Masse sind noch dunkle Glimmerpartikelchen, wohl zumeist sekundärer Natur, vorhanden. Entspricht dem Gestein 1 von Nussbühl.

4. Diorit oder Plagioklasamphibolit. Mittel- bis grobkörnig. Sehr zersetzt. Ganz weich, mit dem Messer schneidbar, trocken mit dem Finger zerdrückbar, mit Wasser befeuchtet zu einem Brei zerfallend. Neben dem gelblichweissen feldspatigen oder ursprünglich feldspatigen Bestandteil dunkle Mineralpartien, die aus Aggregaten von Glimmerblättchen zusammengesetzt sind. Unter dem Mikroskop sieht man nur vereinzelte, vielleicht sekundäre Quarze. Die aus einem Teil der feldspatigen Mineralien entstandenen kaolinischen Produkte bilden eine Art Grundmasse, in der grössere, hier und da noch wohl begrenzte Kristalle, die auf Feldspat (Schnitte nach $\infty P \infty$ und $o P$) deuten, enthalten sind; diese sind zum Teil stark wolkig getrübt und durch eine gelblichweisse Masse ersetzt, oder es ist an ihre Stelle eine etwas gelblich durchsichtige, isotrope Substanz getreten; manchmal umrandet eine solche Substanz einen wolkigen Kern in einem gut konturierten Kristall, meist ist aber das ganze Kristallkorn in die isotrope Partie umgewandelt. Die Lichtbrechung der isotropen Masse wurde von Herrn Assistenten SCUSTER zu etwa 1,6 gefunden. Diese isotrope Substanz ist schon früher in anderen Riesgesteinen aufgefunden worden und in der Literatur sind bereits Erörterungen darüber, namentlich hinsichtlich der Beziehungen zum Feldspat enthalten, so insbesondere S. 23 (Separ.) bei OBERDORFER (loc. cit., dies. Abh. S. 149, Anmerk. 3). — Biotit ist meist in kleinen zerrissenen Fetzen vertreten; Hornblende nicht mit voller Sicherheit nachweisbar. Akzessorisch Zirkon.

5. Hellgrauer Plagioklasamphibolit (Dioritschiefer). Sehr stark zersetzt; das Gestein ist zwischen den Fingern zu Staub zerdrückbar, ins Wasser gelegt zerfällt es zu einem Brei. Mit Parallelanordnung der Gemengteile. Makroskopisch wie ein quarzarmes Hornblendegneiss oder stark kaolinisierter Dioritschiefer aussehend. Mikroskopisch sind Zersetzungsprodukte des Feldspats mit spärlichen Resten von diesem selbst und dunkler Glimmer, in welchem selten Apatiteinschlüsse auftreten, ausserdem einzelne Granatkörner zu erkennen. Der Glimmer mag hauptsächlich als Umwandlungsprodukt von Hornblende, von der man ab und zu Spuren noch zu bemerken glaubt, anzusehen sein. Um zu ermitteln, welche chemische Zusammensetzung ein derartig zersetztes Gestein besitzt, wurde die nachstehende Analyse durch A. SCHWAGER ausgeführt. Die Bestandteile des Salzsäureauszuges desselben Gesteins fanden nach ihren Zahlenwerten schon auf S. 172 (Rubrik C der dortigen Analysentabelle) Erwähnung. Die Menge der durch HCl gelösten Stoffe beträgt 38,06 %; der in Salzsäure ungelöste Rest macht 61,94 % aus; dieser Rest besteht aus 61,15 % SiO_2 , 0,19 TiO_2 , 28,21 Al_2O_3 , 0,31 Fe_2O_3 und 10,05 H_2O .

Bauschanalyse, von A. SCHWAGER:

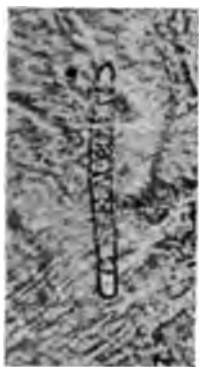
Kieselsäure (SiO_2)	50,93
Titansäure (TiO_2)	1,12
Tonerde (Al_2O_3)	27,47
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	5,08
Manganoxydul (MnO)	0,84
Kalkerde (CaO)	1,40
Bittererde (MgO)	1,65
Kali (K_2O)	0,90
Natron (Na_2O)	1,11
Lithion (Li_2O)	Spur
Wasser (H_2O)	8,11
Kohlensäure (CO_2)	1,28
	Summe 100,22

Plagioklasamphibolit aus dem Weilheimer Einschnitt.

Die Analyse stimmt so ziemlich mit der prozentischen Zusammensetzung des Amphibolits von Milben im Schwarzwald überein (s. Analysentabelle für die Amphibolite in den Elementen der Gesteinslehre von ROSENBUSCH), nur ist bei unserem Gestein durch die starke Zersetzung der Kalk bis auf eine verhältnismässig geringe Menge ausgelaut.

6. **Blassrötlicher, schwarzpunktierter feinkörniger Amphibolgranitit oder Glimmerdiorit.** Mürb und stark zersetzt. Das vorliegende Gestein gehört mit den beiden von Nussbühl beschriebenen (Nr. 8 und 9, Seite 172) zum gleichen Typus, es ist nur etwas feinkörniger, zugleich auch stärker zersetzt als jener „dunkle, feinkörnige Amphibolgranitit“ (Nr. 8), während der „ganz zersetzte, blassrötliche, helle, dunkelfleckige Granitit“ von Nussbühl (Nr. 9) eine grobkörnige Modifikation desselben Gesteins darstellt. Gemeinsam ist unter anderem der reichliche Glimmergehalt und die rötliche Färbung von einem Teil der Feldspatminerale, weiters der Einschluss eines stark lichtbrechenden Minerals als akzessorischen Bestandteiles.

Trotz der starken Veränderung sind im Dünnschliff noch einzelne Partien unzersetzten Feldspates (Orthoklas wie Plagioklas) zu unterscheiden; hauptsächlich ist jedoch der Feldspat in kaolinische Substanzen, zum Teil auch in Glimmerminerale oder andere Neubildungen umgewandelt. Der dunkle Glimmer ist meist mit grünen, chloritartigen Mineralien vergesellschaftet. Hornblende scheint noch in vereinzelt Resten vorhanden zu sein. Quarz spärlich, vielleicht sekundär. Titanit, Apatit vereinzelt, Kalkspat als sekundäres Produkt hie und da anzutreffen.



Figur 11.
stark Lichtbrechendes Mineral
in Feldspat eingeschlossen.

($\frac{255}{1}$)

Amphibolgranitit (Glimmerdiorit), Gerölle aus der Bunten Breccie des Weilheimer Einschnittes.

In diesem Gestein fand ich zuerst das eigentümliche, durch hohe Lichtbrechung sich auszeichnende Mineral auf, von dem schon S. 173 beim Granitit (Nr. 9) von Nussbühl kurz die Rede war und dessen sichere Bestimmung bis heute noch nicht geglückt ist. Hier im Weilheimer Gestein kommt es hauptsächlich als Einschluss im Feldspat vor und zwar in Form winziger, schmaler Säulchen (Figur 14), die farblos sind oder einen schwachen Schimmer ins Grünlichgraue zeigen. Achsendispersion scheint vorhanden zu sein, man glaubt nahezu eine gerade Auslöschung beobachten zu können; die Doppelbrechung ist sehr schwach. Herr Assistent SCHUSTER fand einen positiven Zonencharakter und die Lichtbrechung zu 1,7—1,75. Die Stäbchen lassen eine im spitzen Winkel zur Längserstreckung verlaufende Spaltbarkeit erkennen und zeigen häufig senkrecht zur Längsrichtung durchgehende Brüche. Das Mineral scheint nur den Gesteinen mit rötlichem Feldspat eigen zu sein; im übrigen soll versucht werden, es aus dem Gestein, in welchem es, wenngleich auch in mikroskopischer Kleinheit, aber doch in etwas breiteren und gedrungeneren Kristallformen als im Weilheimer Gestein eingeschlossen ist, nämlich aus dem Nussbühler Granitit (Nr. 9), zu isolieren, um bei späterer Gelegenheit noch Näheres darüber, namentlich hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung, berichten zu können.

Nach der Schilderung von RIES über Mineraleinschlüsse im Granit von der Urgebirgsecke am Tegernheimer Keller bei Regensburg könnte man bei dem eben erwähnten fraglichen Mineral an Orthit denken; von diesem wird (RIES, Das kristallinische Gebirge am Donaurand des bayerischen Waldes; Bericht des naturwissensch. Vereins zu Regensburg. 9. Heft, für 1901 und 1902, S. 111) gesagt: „Der Orthit (ein Cer-haltiges Mineral der Epidotgruppe) tritt bald in Körnern auf, bald in prismatischen Leisten von sehr schwacher Doppelbrechung wie Apatit, dem er ähnelt und mit dem er oft verwechselt wird. Die Lichtbrechung ist aber höher, der optische Charakter seiner Hauptzone positiv, bei Apatit negativ.“ — Eine Untersuchung des Weilheimer Gesteins auf einen Cergehalt ergab ein negatives Resultat. — Auf das Vorkommen von lichtgefärbtem Orthit mit schwacher Doppelbrechung in Gesteinen ist namentlich von WEISSHENK hingewiesen worden (Die gesteinsbildenden Mineralien 1901, S. 83 u. 87); ob unser Mineral mit diesem Glied der Epidotgruppe eine nähere Verwandtschaft hat, wird erst noch weiterer Bestätigung bedürfen.

Östlich von Weilheim, am Weg nach Rehau, sind die Trümmerschichten durch den Wegeinriss angeschnitten; auf den benachbarten Sandäckern, am Plateau SO von Weilheim breiten sich schon die Sande von Rothenberg (S. 166) aus, auch Eisenschwarten (Waldpartie Erzberg) kommen im Sande vor.

Beim Abstieg von der Weilheimer Höhe nordwärts zum Tal hinab lassen sich an der Bahnlinie, wie das der Aushub von Schürfgruben beweist, Malm-schichten, zum Teil auch als Splitterkalk ausgebildet, als anstehendes Gestein erkennen; es sind Glaskalke vom Niveau der oberen Tenuilobatenstufe, sie schliessen in reichlicher Zahl Exemplare der *Pseudomonotis similis* GOLDF. sp. ein. Von da an gibt sich überhaupt nach Norden zu in der Landschaft der Charakter einer Weissjuragegend mit normaler Ausbildung der Ablagerungen immer mehr kund; die Täler sind grossenteils schon in das kompakte Kalkgestein eingefurcht, doch treten vergrieste Partien noch bei Gundelsheim auf. Nördlich von dem Tälchen, das die Bahn nun nach dem Passieren des Weilheimer Rückens überschreitet, sind von ihr noch Trümmerschichten angeschnitten, deren Unterlage aus den Pseudomutabiliskalken besteht. Diese Deltakalke (die Schichten i^{2b} der Geognostischen Karte Bayerns) bilden die oberen Teile der Gehänge des von der Bahn durchzogenen und in nördlicher und nordöstlicher Richtung sich hinabziehenden Tälchens, während die unteren Partien der Gehänge bis halbwegs Gundelsheim sich aus den Schichten des obersten Gamma (obere Abteilung der Stufe des *Ammonites tenuilobatus*) zusammensetzen. Man braucht auch nicht lange, so z. B. an den Aufgrabungsstellen unterhalb des Schöffleuthenwaldes, zu suchen, um einige der für die genannte Unterstufe bezeichnenden Arten (*Oppelia tenuilobata* OPP. sp., *Pseudomonotis similis* GOLDF. sp., *Perisphinctes polyplocus* REIN. sp.) aufzufinden. Gegen Gundelsheim zu tauchen die typischen Tenuilobatenschichten unter die Talsohle hinab und erscheinen, durch die Erosionsfurchen blossgelegt, erst bei Möhren wieder. Die Bahn hält sich bis zum eben aufgeführten Orte an die linke Seite des Tales. Einen grösseren Einschnitt gewahrt man südwestlich von Gundelsheim, kaum 1 km vom Dorfe entfernt; er hat gerade die Grenzlagen der Pseudomutabilis- und eigentlichen Tenuilobatenstufe erschlossen: der ziemlich harte, etwas gelbliche Kalk zeigt zum Teil schon die weisslichen chondritenartigen oder punktförmig verteilten Einschlüsse des oberen Niveaus, während die vorkommenden Ammoniten (*Aspidoceras bispinosum* Sow. sp., *A. microplum* OPP. sp.) mehr für die unteren Schichten zu sprechen scheinen; im Gestein sind zahlreiche Hornsteinknollen enthalten, ausserdem trifft man ab und zu in kleinen Drusen büschelartig zusammengehäufte Quarzkriställchen von milchweisser Farbe an. In der Gundelsheimer Gegend wird der Kalk strichweise dolomitisch und es bildet sich dann eine Art Halbdolomit mit Übergang in eigentliche Dolomitschichten heraus. Dies ist in Gundelsheim selbst der Fall, dann auch am benachbarten Gehänge, das die Bahn westwärts vom Ort durchschneidet. Hier zeigt sich weiters das Juragestein etwas vergriest und überlagert von den lottigen Riesschuttgebilden, die auch noch auf dem Plateau des Hügels nördlich von Gundelsheim zu beobachten sind. Am Fusse des genannten Hügels befindet sich ein Steinbruch in den Pseudomutabiliskalken; gleich nördlich davon läuft die Bahn über die flache Höhe. Oberhalb der sog. Taläcker, nördlich von jenem Dorfe, am Rande des Schwarzleitenwaldes (etwa 1 km südlich vom Eichhof) hat die Bahn den lottigen Riesschutt entblösst: in diesen Trümmerschichten oder Schuttgebilden liegen eingebettet in einem zähen, gelblichgrauen oder grünlichen, blocklehmartigen Letten geglättete Weissjurabrocken (häufig mit schwarzer Manganrinde umgeben), Ballen von hochroten oder auch dunkelgrauen Letten, Hornsteine, Trümmer von Jurabreceienkalk u. s. w. Die vom Riesrand bei Wemding über 10 km entfernte Stelle ist, in der Richtung Treuchtlingen fortschreitend, vom Ries aus gerechnet, die letzte, äusserste an der Bahnlinie, an der die für das Ries be-

zeichnenden Erscheinungen wahrnehmbar sind. Die weiter südlich auf der Jura-
platte gelegenen, auch von KOKEN (loc. cit. S. 442) erwähnten Punkte bei Büttel-
bronn, Warching und Blossenau, an welchen noch weiters, wie die Betrachtung
des Blattes Ingolstadt der Geognost. Karte Bayerns lehrt, das Auftreten von älterem
Gestein über jüngerem, also Überschiebungen, oder wenigstens das Vorkommen
der Riesschuttgebilde beobachtet werden kann, besitzen allerdings einen noch
grösseren Abstand vom eigentlichen Ries. Übrigens erinnert selbst noch ein Teil
der Ablagerung in der grossen Lehmgrube östlich von der Dickmühle (Dietfurter
Ton) etwas an die Trümmergebilde.

In dem oben schon besprochenen Einschnitt südwestlich von Gundelsheim
ist der regelmässig geschichtete Kalkstein reichlich mit Klüften durchzogen. Als
Ausfüllungsmasse zwischen dem Kalkgestein tritt hauptsächlich grünlicher Letten
auf. Orgelartige Einsenkungen ziehen sich mehr oder weniger tief in den Kalkstein
hinab, sie finden sich hauptsächlich in den oberen Bänken des Einschnittes vor,
während in dessen unterem Teile trotz der Klüftung die Lagen in regelmässiger
Schichtung durchgreifen; was jene Eintiefungen von den typischen geologischen
Orgeln unterscheidet, ist der Umstand, dass sie seitlich von scharf markierten
Klüften begrenzt sind. So beobachtete Herr Landesgeologe SCHWAGER in den sonst
normal gelagerten Jurakalkbänken eine lotrecht durch Klüfte abgetrennte Störungs-
region, die in einer Breite von etwa 5 m blossgelegt war. Nach seinen Angaben
erschieden die betroffenen Kalkbänke zwar deutlich, doch nicht übermässig ver-
schoben, es waren aber die meist engen Spalten, die sie durchsetzten, mit einem
innigen Gemenge von Jurakalkzerreissel, grünlichem speckigem Letten, spärlichen
gerundeten Quarzkörnern und Urgebirgsbrückchen erfüllt.

Im südlichen Teil des inzwischen weiter eingetieften **Gundelsheimer Einschnitts
am Leitle** (westlich vom Ort) sind die Trümmerschichten in der Dicke von ca. 5 m
über klotzigem Halbdolomit gelagert; über sie greift gegen den südlichen Ausgang
des Einschnitts zu noch eine zusammenhängende und überschobene Masse von zer-
trümmertem Weissjuramaterial hinüber. Das bunte Konglomerat ist als Blocklehm
ausgebildet: ausser mächtigen, grossen Kalksteinklötzen viele abgerundete Gerölle
und Trümmer bunter Art (schwarze Tone, Keupersandstein, rote Letten, Jurakalke
und Urgebirgsstücke, diese sind nach Art der Weilheimer beschaffen, namentlich
sind Gesteine, wie sie unter Nr. 5 und 6, S. 179 und 180 beschrieben worden
sind, häufig).

Das Gestein, das weiter gegen Möhren zu entlang der Bahnstrecke ansteht,
ist der gelbliche, als Werkstein gut brauchbare harte Kalk der Stufe des *Aula-
costephanus pseudomutabilis* DE LORIOU; neben dem *Oekotraustes dentatus* REIN. sp.
findet sich auch die *Oppelia tenuilobata* ORR. sp. häufig in diesen Schichten.
Neben der Bahn befindet sich eine Reihe von Steinbrüchen. Die Überdeckung
auf dem Kalk ist manchmal sehr stark; aber man findet nicht mehr die Block-
breccie des Riesschuttes vor, sondern die Decke, wenn eine solche vorhanden ist,
besteht aus einem tiefrotbraunen zähen Lehm. Am Dürrnbuck ist eine solche
Lehmüberlagerung besonders mächtig, hier und im benachbarten Gelände ist das
Vorhandensein von geologischen Orgeln zu bemerken: bei den ersten Aufdeckungs-
arbeiten wenigstens waren deren zahlreiche aufgeschlossen.

Südlich von **Möhren** überbrückt die Bahn die ziemlich breite Talung und
zieht sich nun, bei der Mattenmühle in mittelfränkisches Gebiet übertretend, bis
zur Dickmühle, südlich von Treuchtlingen, am rechten Talgehänge des Möhren-

baches fort; sie schneidet dann nochmals das linke Gehänge auf eine kleine Strecke an und gelangt kurz vor Treuchtlingen in das Altmühltal.

Im langen Möhrener Einschnitt an der Leite auf der dem Orte gegenüberliegenden Talseite sind die Lagen der oberen Tenuilobatenregion zum Teil in ziemlich mergeliger Ausbildung entblösst. Die oberen Partien des Gehänges



Figur 15.

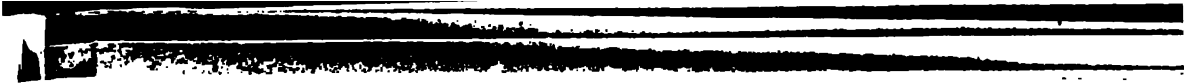
Verwerfung in den Weissjurasschichten, Einschnitt nächst der Mattenmühle bei Treuchtlingen.
(Die Pfeile deuten die Einfallrichtung der Verwerfungsfläche an.)

werden von den Kalken der Pseudomutabilisschichten, die, wie erwähnt, gleichfalls noch den für die nächst tieferen Schichten bezeichnenden Ammoniten (*Opp. tenuilobata*) führen, eingenommen. Im Bahneinschnitt bei der Fuchsmühle, welche Ansiedlung noch im Gebiete des schwäbischen Kreisbezirkes liegt, stehen jene gelblichen Schichtkalke der Pseudomutabilisstufe in typischer Ausbildung an. Das Gestein ist, wie man an den ab und zu auftretenden Gleitflächen sieht, von Dislokationen benruhigt worden. Eine der auffälligeren dieser Verschiebungsflächen lässt eine Neigung unter 35° bei einem Einfallen nach 195° S. erkennen. Im

übrigen ist im grossen und ganzen die horizontale Lagerung gewahrt, streckenweise mit geringer Neigung der Schichten zur nachbarlichen Talung hin; gegen das östliche Ende des Einschnittes zu fallen die Schichten ganz leicht nach Osten ein, dann nach Westen. Eine deutliche Störung macht sich vor allem im nächsten **Einschnitt bei der Mattenmühle**, der um einige Meter tiefer als der Fuchsmühlere liegt und der die Schichten der eigentlichen Tenuilobatenstufe entblösst zeigt, bemerkbar. Diese Verwerfung gibt das Bild (Figur 15, S. 183) in ihrem Durchgreifen an der kleineren Nordwand des Einschnittes wieder. Man kann an vorspringenden Gesteinspartien selbst Teile der glatten Abrutschfläche noch deutlich erkennen. Die Verwerfung besitzt bei südwestlichem Einfallen ihrer Fläche unter 55° Neigung ein Streichen von 305° NW bis 125° SO, hat sonach die Richtung der bekannten hereynischen Störungslinien. Durch die Verwerfung stossen schichtige Glaskalke an mergeligen Kalklagen, wie sie sonst im tiefsten Horizont der Tenuilobatenstufe auftreten, ab. In den festeren Kalken wurde ein schönes, 35 cm im Durchmesser grosses Exemplar von *Ammonites (Perisphinctes) ptychodes* NEUMAYR¹⁾ gefunden (Figur 16, Beilage). Im nächsten Einschnitt, an der Schüttmühle, der gleichfalls in den Tenuilobatenkalken angelegt ist, kann wiederum eine Verwerfung beobachtet werden; ihrer Richtung nach verläuft sie in der gleichen Weise wie die eben besprochene des Mattenmühlereinschnittes. Diese Dislokationen, deren Vorhandensein früher bei dem Mangel an Aufschlüssen nicht bekannt war, scheinen nicht unwichtig zu sein und man muss, was sich bis jetzt noch nicht tun liess, zu ermitteln suchen, ob sie nicht mit den Rieserscheinungen in Zusammenhang gebracht werden könnten. Im übrigen darf auch hervorgehoben werden, dass die Schichten in dieser Gegend nicht immer ganz wagrecht gelagert, sondern, wenngleich auch in sehr geringem Masse, häufig etwas geneigt sind. Es wird sich empfehlen, diesen Erscheinungen gelegentlich noch weiter nachzugehen. JOH. WALTHER (loc. cit. S. 149) konnte noch bei Solnhofen lokalisierte Aufwölbungen gewissermassen als letzte Ausläufer der Rieser Hebungspänomene nachweisen.

Was den Teil der Strecke am linken Mührenbachufer, kurz vor **Treuchtlingen** betrifft, so sehen wir in den Aufschlüssen nördlich von der Dickmühle unten die oberen Schichten der Tenuilobatenkalke anstehend, darüber die gelblichen Schichtkalke des Pseudomutabilisniveaus, die oberhalb der Sägmühle in einem kurzen aber tiefen Einschnitt aufgedeckt sind. Endlich hat die Bahn noch den Ostrand des Hügels vom sogen. Holzer Schlag oberhalb Treuchtlingen angeschnitten. Hier befindet man sich an der Grenze der Tenuilobaten-schichten zum Werkkalk (Bimammatenstufe). Bis zum Fusse des Hügels dehnen sich bereits die südlichen Teile der Stadt aus und am benachbarten Bahnhof Treuchtlingen haben wir somit das Ende unserer Wanderung erreicht.

¹⁾ Die genannte Art ist zuerst aus dem mediterranen Juragebiete (NEUMAYR, Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*, Abhandlungen der K. K. geol. Reichsanstalt, Wien, Bd. V, Heft 6, 1873, S. 175, Taf. 36) bekannt geworden.









Geognostische Jahreshefte.

Siebzehnter Jahrgang.

1904.

Herausgegeben

im Auftrage des Kgl. Bayer. Staatsministeriums des Königlichen Hauses
und des Äussern

von

der Geognostischen Abteilung des Kgl. Bayer. Oberbergamtes
in München.

München.

Verlag von Piloty & Loehle.

1906.



Übersicht des Inhaltes.

	Seite
Dr. Karl Burckhardt , Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Glan und Lauter (Bayer. Rheinpfalz) mit petrographischen Beiträgen von Dr. Ernst Düll	1—92
<small>(Mit einer geologischen Karte 1:25 000, einer Tafel und 28 Textfiguren.)</small>	
Dr. Otto M. Reis , Der Potzberg, seine Stellung im Pfälzer Sattel	93—233
<small>(Mit 2 Tafeln, <u>hiez u auch die geologische Karte,</u> Inhalts-verzeichnis S. 225—229, Tafelerklärung S. 229—233.</small>	
Dr. Ernst Düll , Ergebnisse petrographischer Studien an Eruptivgesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten aus dem rheinpfälzischen Gebiete zwischen Glan und Lauter	235—247



Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Glan und Lauter (Bayer. Rheinpfalz).

Von

Dr. Karl Burckhardt.

Mit petrographischen Beiträgen von

Dr. Ernst Düll.

(Mit einer geologischen Karte 1:25000, einer Tafel und 28 Textfiguren.)

Einleitung.

Das in vorliegender Arbeit behandelte Gebiet zwischen Glan und Lauter bietet in mehrfacher Hinsicht grosses geologisches Interesse. Erstens nämlich fallen in dieses Gebiet die östlichsten Ausläufer der Steinkohlenformation der bayerischen Rheinpfalz, und es ist daher, abgesehen von den näher am Ausgehenden des produktiven Karbons gelegenen Distrikten, allein in diesem Striche der nordwestlichen bayerischen Rheinpfalz Aussicht vorhanden, die Kohlenflötze der Saarbrücker-schichten in nicht allzu grosser Teufe zu erbohren. Bietet so das genaue Studium unseres Gebietes ein bedeutendes praktisches Interesse, so ist andererseits nicht zu übersehen, dass sich auch vom rein wissenschaftlichen Gesichtspunkte aus eingehende Untersuchungen hier in hohem Masse rechtfertigen. Der tektonische Bau des Gebietes ist nämlich infolge des Auftretens mehrerer mächtiger Schichtenkuppeln, welche einen aus Intrusivmassen bestehenden Kern umschliessen, ganz eigenartig und lässt sich, wie ich glaube, zu allgemeinen Schlussfolgerungen über das Verhalten von Intrusivmassen bei der Gebirgsbildung verwenden.

Eine detaillierte Untersuchung des Gebietes zwischen Glan und Lauter erscheint daher aus mehrfachen Gründen sehr wünschenswert, und so entschloss sich die Direktion der geognostischen Abteilung des Kgl. Oberbergamtes eine Spezialkarte im Massstabe 1:25 000 mit begleitendem Text herauszugeben.

Die Grundlage zu dieser Karte und damit unserer Untersuchungen überhaupt, wurde vom Vorstand der geognostischen Abteilung des Kgl. Oberbergamts, Herrn Oberbergrat Dr. Ludwig von AMMON, durch seine Untersuchungen im Gebiet schon vor geraumer Zeit gelegt.

Dem Verfasser vorliegender Arbeit fiel die Aufgabe zu, im Laufe des Sommers 1903 die frühere Aufnahme zu revidieren und namentlich in Bezug auf tektonische Gesichtspunkte zu ergänzen.

Die topographische Grundlage der Spezialkarte im Massstab 1:25 000 wurde durch Vergrößerung von Ausschnitten in Betracht fallender Blätter des topographischen Atlas von Bayern im Massstab 1:50 000 gewonnen, und die geologische Bearbeitung derselben wurde nach den Aufnahmen von Oberbergat L. von AMMON und dem Verfasser und für den südlichen Teil der Karte mit dem Potzberg nach derjenigen des Kgl. Landesgeologen Dr. OTTO M. REIS ausgeführt.

Es sei mir an dieser Stelle endlich noch gestattet, allen denjenigen meinen besten Dank auszusprechen, die mich bei meiner Arbeit unterstützt haben. Vor allem schulde ich lebhaftesten Dank meinem hochverehrten Chef, Herrn Oberbergat Dr. L. von AMMON, der die vorliegende Untersuchung in jeder Weise unterstützte und mir seine sorgfältigen und eingehenden Vorarbeiten zur Benützung überliess.

Zu lebhaftem Dank bin ich ferner auch Herrn Professor Dr. ERNST DÜLL in München verpflichtet, der die petrographische Untersuchung der eruptiven und kontaktmetamorphen Gesteine gütigst übernahm und die Resultate in einem besonderen Kapitel der vorliegenden Abhandlung niederlegte.

Ausserdem bin ich in zuvorkommendster Weise von folgenden Herren unterstützt worden: Dr. F. BROILI, Dr. OTTO M. REIS, Dr. F. W. PFAFF und A. SCHWAGER in München, Dr. A. LEPLA in Berlin, Bürgermeister F. E. BRAUN und Obersteiger HABICHT in Wolfstein, Obersteiger ALTPETER in Altenglan, Ingenieur A. W. FRANZ von den pfälzischen Eisenbahnen und A. GRILL in Ulmet. Allen diesen Herren sei an dieser Stelle mein lebhaftester Dank ausgesprochen!

Das Manuskript wurde Ende Januar 1904 abgeschlossen.

Erster Teil.

Stratigraphische Übersicht.

An dem stratigraphischen Aufbau unseres Untersuchungsgebietes beteiligen sich Oberes Karbon (mittlere und obere Ottweilerschichten) und Unterrotliegendes (Cuseler- und Lebacherschichten).

Da die Ausbildung dieser Schichten in der bayerischen Rheinpfalz bereits durch mehrere Autoren, besonders von GÜMBEL, und neuerdings von AMMON und REIS,¹⁾ eingehend besprochen worden ist, kann es nicht unsere Aufgabe sein, eine eingehende stratigraphische Schilderung zu bieten, vielmehr dürfen wir uns mit einer Übersicht begnügen, in welcher besonders die speziellen Verhältnisse der Schichten innerhalb unseres Untersuchungsgebietes zur Besprechung kommen sollen.

Hierbei werden wir in der Hauptsache der durch von GÜMBEL vorgeschlagenen stratigraphischen Einteilung folgen.

¹⁾ C. W. von GÜMBEL: Geologie von Bayern II. Bd. S. 889—996. 1894.

L. von AMMON: Die Steinkohlenformation in der Bayer. Rheinpfalz. München 1903.

OTTO M. REIS: Das Rotliegende und die Trias der nordwestlichen Rheinpfalz. München 1903. (Abdrücke aus den Erläuterungen zu dem Blatte Zweibrücken der geognostischen Karte des Königreichs Bayern.)

Weitere Literatur siehe bei diesen Autoren.

I. Oberes Karbon (Ottweilerschichten).

1. Pötzbergsschichten (mittlere Ottweilerschichten).

Das älteste Glied der in unserem Gebiet vorkommenden Schichtserie, die Pötzbergsschichten, bildet den Kern der vier domförmigen Schichtenkuppeln, welche die von uns untersuchte Gegend in so auffälliger Weise charakterisieren. Am Königsberg, Hermannsberg und Pötzberg legen sich die Pötzbergsschichten mantelförmig um einen aus Eruptivgesteinen (Porphyry und Cuselit) gebildeten Kern, am Pötzberg nehmen sie selbst allein den Kern des Berges ein.

An der Zusammensetzung der Pötzbergstufe beteiligen sich in erster Linie Sandsteine und Konglomerate in grosser Mächtigkeit, daneben untergeordnet Schiefertone und kohlige Schichten.

Die Sandsteine sind meistens feldspatführend und rötlich gefärbt. Indessen dürfte unseres Erachtens der roten Färbung als Charakteristikum der Pötzbergsschichten von früheren Autoren eine allzugrosse Bedeutung beigemessen worden sein, denn gerade die Sandsteine dieser Stufe zeigen sehr häufig graue, grünliche und gelbliche Farbentöne. So zieht sich eine recht mächtige Zone grünlicher Sandsteine am Nordrand des Königsberger Porphyrs hin und lässt sich von der neuen Burg Wolfstein bis zum Essweilertal südöstlich Hinzweiler verfolgen.

Intensiv rot gefärbte Sandsteine sind allerdings ebenfalls nicht selten. Sie finden sich, oft mit intensiv roten Lettenschiefern vergesellschaftet,¹⁾ besonders im Gebiet des Pötzberges und seiner nördlichen Ausläufer, häufig nahe der oberen Grenze der Pötzbergstufe (Krummackerhöhe bei Welchweiler, Bistrichwald, Hohenestl, Kalmit, Oeldeich am Kaltsbach, Mauerackergraben südöstlich Friedelhausen, Hüttenwald, östlich und südöstlich von Ruthweiler am Glan). Eine Zone intensiv rot gefärbter Sandsteine und Schiefertone findet sich auch am Südwestabhang der Schichtenkuppel des Hermannsberges, im Liegenden der Konglomeratzone, die von der Pfarrwiese östlich des Bruderwaldes über den Meidelsgraben gegen Bosenbach hinzieht.

Mit den Sandsteinen vielfach wechsellagernd und teilweise ganz allmählich aus ihnen hervorgehend finden sich mehr oder weniger mächtige und ausgedehnte Konglomeratlager. Diese Konglomerate zeigen eine grünliche, rötliche oder graue Färbung und bestehen in unserem Gebiet vorwiegend aus Quarz- und Quarzitzeröllen, ferner untergeordnet aus Tonschiefer und Kieselschiefer. Die Gerölle schwanken in ihrer Grösse nicht unbeträchtlich, gewöhnlich sind sie ungefähr nussgross, indessen kommen besonders am Pötzberg auch sehr grobe Konglomeratlager vor, deren Gerölle fast durchweg die Grösse eines Hühneries erreichen.

Die Konglomeratzonen lassen sich oft in grosser Ausdehnung verfolgen und bieten vorzügliche Anhaltspunkte zur Ermittlung der tektonischen Verhältnisse, besonders der Bruchlinien. Am Nordabhang des Königsberges kann man besonders zwei Konglomeratlager weithin verfolgen; das eine mächtigere und gröbere zieht von der neuen Burg Wolfstein mit nördlicher Streichrichtung auf das rechte Lauterufer, wo es seine Fortsetzung zunächst in dem in das Tal vorragenden Felsvorsprung des Eisenknopfes findet. Jenseits der Lauter, wiederum auf das linke Ufer übergetreten, bildet es die mächtigen Konglomeratbänke der alten Burg Wolfstein, welche nun eine westnordwestliche Streichrichtung aufweisen.

Die Konglomeratbank hat daher von der neuen bis zur alten Burg ihre Streichrichtung völlig verändert; in scharfem Bogen ist sie aus der nördlichen in fast westliche Streichrichtung über-

¹⁾ Petrographisch sehen diese roten Sandsteine und Lettenschiefer den Gesteinen der unteren Cuselerschichten oft zum Verwechseln ähnlich.

gegangen. Von der alten Burg lässt sich die Konglomeratbank bis nach dem Essweilertal verfolgen, auf dieser ganzen Strecke bloss einmal, östlich der Blauen Halde, durch eine unbedeutende Bruchlinie etwas verschoben. Hierbei ändert sich die Streichrichtung allmählich; in der Nähe des Essweilertales ist sie in eine südwestliche Richtung übergegangen. — Eine zweite, weniger mächtige und weniger grobkörnige Konglomeratbank zieht, nahe der oberen Grenze der Potzbergsschichten, von Oberweiler im Lautertal bis in die Gegend von Aschbach. Auch am Hermannsberg lassen sich Konglomeratzonen weithin verfolgen. Besonders am Südwest- und Westabhang des Berges konstatiert man recht ausgedehnte Lager: Eine sehr grobe Konglomeratbank zieht vom Steinernen Mann nach dem Buchenwald nordöstlich Bosenbach, eine weitere, oft stark rötlich gefärbte und weniger mächtige Bank lässt sich von der Bruchlinie südlich der Horsthöhe über Beilstein, Meidelsgraben bis Hergelsroth nordwestlich Bosenbach verfolgen, wo sie durch eine bedeutende in östlicher Richtung streichende Bruchlinie abgeschnitten wird.

Am Potzberg konstatiert man mehrere ringförmig den Berg umziehende Konglomeratlagen. Die für die Feststellung der zahlreichen Bruchlinien wichtigste darunter ist eine mächtige, sehr grobe Konglomeratbank, welche sich von Föckelberg her mit annähernd westlichem Streichen über Hutschbach und Dreikönigszug bis in das Tal des Mühlbaches verfolgen lässt. Dasselbst durch eine Bruchlinie abgeschnitten, findet sie ihre Fortsetzung in der mächtigen Konglomeratmauer, welche vom Kellerhäusl bis zum Wolfsgraben hinzieht. Abermals durch eine Bruchlinie abgeschnitten und ins Liegende verworfen, streicht sie vom Wolfsgraben in südsüdwestlicher Richtung nach dem Lochwiesgraben, wo sie von neuem durch eine Bruchlinie ins Liegende verworfen wird. Durch eine weitere, von der Neumühle gegen den Potzberggipfel streichende Verwerfung abermals abgeschnitten, findet sie höchst wahrscheinlich ihre weitere Fortsetzung in den mächtigen Konglomeratlagen, welche von der Neumühle in südsüdöstlicher Richtung über die alte Burg, Lattenbüsch, Heidenkopf nach der Mündung des Spelgenbaches in den Gimbsbach streichen.¹⁾

Nur untergeordnet treten in der Potzbergstufe Schiefer auf. Bereits oben wurden die roten Lettenschiefer erwähnt, welche häufig die roten Potzbergsandsteine begleiten. Eine Zone graulich-grüner Schiefer findet sich nördlich vom Erzengel nahe der Porphyrgrenze. Es sind grünliche, stark glimmerhaltige, grau anwitternde Schiefer und schiefrige Sandsteine, die dort auftreten.

Charakteristisch sind ferner dunkle, tiefschwarze Schiefer, welche im Bereich des Hermannsberges, nahe der oberen Grenze der Potzbergsschichten, auftreten und als Grenzhorizont gegen die Breitenbacherschichten einige praktische Bedeutung bei der Kartierung haben.

Kohlige Schichten wurden in den oberen Teilen der Potzbergstufe südlich und südwestlich von Aschbach an zwei Stellen konstatiert.

Um von der Wechsellagerung der verschiedenen Gesteine der Potzbergsschichten ein Bild zu geben, seien hier noch einige Detailprofile angeführt.

Am Weg, der von Ruthweiler gegen den Liechtenkopf hinaufführt, beobachtet man von West nach Ost folgende Schichten:

1. Graugrüne Sandsteine und rötliche, ziemlich grobe Konglomerate,
2. rote Lettenschiefer,
3. grüne und vorwiegend rote Sandsteine,
4. blutrote Lettenschiefer,
5. graugrüne und rote Schiefer,
6. graugrüne Sandsteine,
7. rötliche, feinkörnige Konglomerate,
8. Sandsteine,
9. grobe Konglomeratbänke mit faustgrossen Quarzgeröllen.

Im Bistrichwald (Löschwiesgraben) und in ganz ähnlicher Weise im Tal des Kaltsbaches zwischen Ödeich und Hintzelberg beobachtet man folgende Schichtserie (vergl. Textfigur 8):

1. Grünliche Sandsteine und Konglomerate,
2. graue und gelbliche Sandsteine mit Konglomeraten wechsellagernd,

¹⁾ Diese Konglomeratbank ist teilweise schon von LEPLA verfolgt worden. Siehe A. LEPLA: Die Tiefbohrungen am Potzberg in der Rheinpfalz. Jahrb. d. K. preuss. geolog. Landesanstalt 1902. Bd. XXIII, Heft III, p. 345.

3. graue Schiefer (am Bistrichwald vom Porphyr durchsetzt),
4. intensiv rote, glimmerige Sandsteine,
5. graue Schiefer der Breitenbacherschichten.

Da das Liegende der Potzbergsschichten in unserem Gebiet über Tag nicht aufgeschlossen ist, kann die Gesamtmächtigkeit der Stufe nur nach den Ergebnissen des Bohrversuches auf Kohle beim gelben Wasser im Lochwiesgraben ob Ruthweiler am Glan festgestellt werden. Nach LEPLA¹⁾ ergibt sich dort für die mittleren Ottweilerschichten eine Gesamtmächtigkeit von etwa 1100 m (also etwas mehr als in dem Bohrloch Dittweiler, wo sie bekanntlich etwa 950 m beträgt).

Ist es so nicht möglich die Gesamtmächtigkeit der Potzbergsschichten über Tag festzustellen, so zeigt dagegen die geologische Untersuchung wenigstens die interessante Tatsache, dass die Mächtigkeit der Potzbergsschichten unseres Gebietes stark schwankt. Dies ist namentlich am Königsberg der Fall, wo die Potzbergsschichten den aus Porphyr gebildeten Kern des Berges rings mantelförmig umlagern. Ein Blick auf die Karte zeigt aber eine sehr ungleiche Mächtigkeit der Schichten. Während am Nordabhang des Königsberges und ebenso im Süden (Sellberg) die Potzbergsschichten eine sehr beträchtliche Mächtigkeit aufweisen, ist dagegen auf der Ostseite des Königsberges bei Wolfstein die Mächtigkeit der Potzbergsschichten sehr gering und dasselbe scheint auch am Westabhang der Fall zu sein (vgl. Profil I und Profil IV auf der Profiltafel).

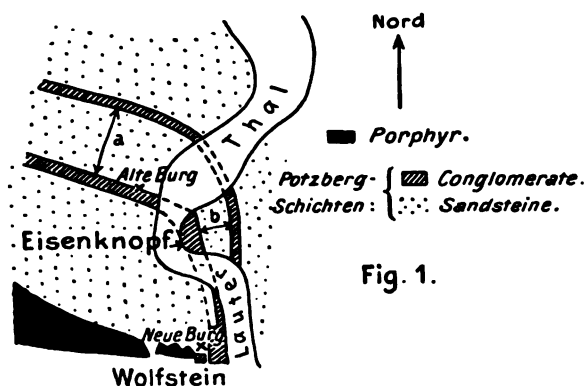
Man könnte nun allerdings vermuten, dass die Verminderung der Mächtigkeit auf tektonische Einflüsse zurückzuführen sei. Indessen zeigt beiliegende Skizze (Fig. 1), dass dies wenigstens nicht durchweg der Fall ist, sondern dass eine schon ursprüngliche Schwankung der Mächtigkeit vorliegt.

Die beiden Konglomeratlagen der auf der Skizze dargestellten Gegend von Wolfstein

sind bei a viel weiter von einander entfernt als bei b; die zwischen ihnen liegenden Sandsteine müssen also bei a entsprechend mächtiger sein als bei b. In der Tat zeigt die Berechnung unter Berücksichtigung des Einfallens, dass bei a die Potzbergssandsteine zwischen den beiden Konglomeratlagen eine Mächtigkeit von etwa 150 m aufweisen, bei b dagegen bloss eine solche von etwa 90 m.

Von organischen Resten treffen wir in der Potzbergstufe vor allem verkiezelte Araucaritenstämme an. Dieselben sind sehr häufig und allgemein verbreitet. Im übrigen sind organische Reste sehr selten; einige Pflanzenreste wurden durch v. AMMON im Reichenbachtal, am Ostabhang des Öldeich, gesammelt.

Ein älteres, einen Pflanzenrest enthaltendes Stück der Sammlung stammt vom Dreikönigszug. Der Erhaltungszustand dieser Reste lässt nach gütiger Mitteilung von Professor POTONIÉ, welcher die Stücke angesehen hat, eine genauere Bestimmung leider nicht zu; die Reste sind von ihm mit folgenden Benennungen versehen worden:



¹⁾ A. LEPLA, l. c. p. 354

Sigillaria an (= wahrscheinlich) *mamillaris* BRONGX. Dreikönigszug.
? *Lepidodendron rimosum* STERNBG. Öldeich.

Calamites zwischen *cannaeformis* SCHLOTH. und *Cisti* BRONGX. stehend. Öldeich.

Es mögen hier noch einige Worte über die Entstehungsweise der karbonischen und permischen Bildungen unseres Gebietes beigelegt werden.

Dass kontinentale Bildungen vorliegen, wird heutzutage ziemlich allgemein angenommen, weniger geklärt ist dagegen die Frage, ob wir es mit Wüstenbildungen zu tun haben. In neuester Zeit sind verschiedene Forscher geneigt, in diesen Ablagerungen Bildungen eines Wüstenklimas zu sehen. So schreibt KAYSER¹⁾: „Die lebhaft rote Färbung der Rotliegendenschichten Zentraleuropas weist darauf hin, dass sie Bildungen eines trockenen, wüstenartigen Klimas darstellen, woraus sich sowohl die Armut der Fauna als auch der Flora des Rotliegenden erklären würde.“

Neuestens ist auch F. E. SUSS²⁾ für die Wüstenatur der karbonischen und permischen Bildungen Böhmens eingetreten. Von den Äquivalenten unserer Potzbergsschichten, dem sogenannten Araucaritenhorizont, sagt dieser Forscher: „Eine allgemeine Klimaschwankung mag in ganz Mitteleuropa das Auftreten von Wüstendünen hervorgerufen haben, welche bei ihrer allmählichen Wanderung und Ausbreitung die Koniferenwälder in ihrem feldspatigen Sande begruben und die Versteinerung der Stämme ermöglichten.“

Mag auch auf den ersten Blick die Annahme, dass unsere Oberkarbon- und Rotliegendenschichten Wüstenbildungen sind, viel Bestechendes für sich haben, so lehrt doch, wie ich glaube, schon die einfache Überlegung, dass in fast sämtlichen Unterstufen und Zonen kohlige Schichten angetroffen werden, die Unhaltbarkeit einer solchen Annahme. Ausgedehntere Kohlenlager finden sich allerdings bloss in einigen Horizonten, so bekanntlich in den Breitenbacherschichten, den Odenbacherschichten und Hooferschichten, allein auch die anderen Zonen des Permo-karbon unseres Gebietes schliessen wenigstens schwächere Kohlenspuren ein. Oben wurde schon auf kohlige Schichten der Potzbergstufe hingewiesen, aber auch untere Cuseler-, sowie untere und obere Lobacherschichten enthalten lokal kohlige Schichten.

Die Kohlenbildung hat also vom Oberkarbon bis zur oberen Grenze des Unterrotliegenden sozusagen ununterbrochen stattgefunden. Eine solche kontinuierliche Kohlenbildung fordert doch wohl ein mehr feuchtes Klima und kann mit der Annahme eines Wüstenklimas kaum in Einklang gebracht werden, wenn man auch zugeben mag, dass lokal auch in der Wüste kohlige Schichten gebildet werden können.³⁾

2. Breitenbacherschichten (obere Ottweilerschichten).

Die vorherrschend grau gefärbten Breitenbacherschichten legen sich mantelförmig um den aus den älteren Potzbergsschichten und aus Eruptivmassen gebildeten Kern der vier domförmigen Schichtenkuppeln unseres Gebietes. Da indessen diese Schichtenkuppeln von zahlreichen Brüchen durchsetzt werden, bilden die Breitenbacherschichten nicht zusammenhängende, geschlossene ringförmige Zonen, viel-

¹⁾ E. KAYSER, Lehrbuch der Formationskunde. 2. Auflage, 1902, p. 226.

²⁾ F. E. SUSS, Bau und Bild der böhmischen Masse, in: Bau und Bild Österreichs. Wien 1903, p. 161.

³⁾ Vgl. J. WALTHER, Gesetz der Wüstenbildung, 1900, p. 83.

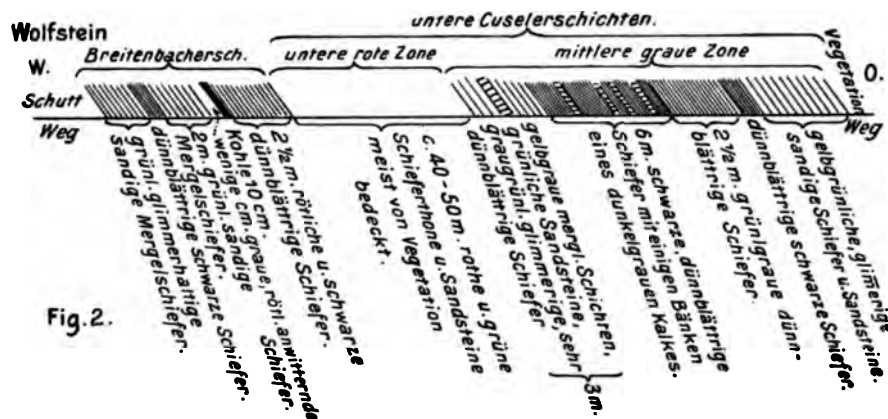
mehr sind sie längs dieser Bruchlinien verschoben und in ihrem Zusammenhang vielfach unterbrochen.

Ein Blick auf Karte und Profile zeigt, dass die Mächtigkeit der Breitenbacherschichten unseres Gebietes eine sehr wechselnde ist. Während dieselben im Westen, in der Umgebung des Potzberges und dessen nördlicher Ausläufer, eine sehr bedeutende Mächtigkeit aufweisen, die z. B. zwischen Bistrichwald und Sulzkopf etwa 125 m beträgt, nehmen sie gegen Osten hin mehr und mehr an Mächtigkeit ab. Um den Königsberg sind sie daher zu einem ganz schmalen Bande reduziert, dessen Mächtigkeit beispielsweise bei Oberweiler höchstens 70 m beträgt.

Hand in Hand mit dieser verschiedenen Mächtigkeit im Westen und Osten geht auch eine verschiedenartige Gesteinsbeschaffenheit.

Im Osten besteht das schmale Band der Breitenbacherschichten fast ausschliesslich aus schiefrigen Gesteinen, welche das Breitenbacher Kohlenflötz einschliessen. Die dünnblättrigen Schiefer sind vorherrschend grau und schwarz gefärbt, jedoch kommen auch lebhaftere, besonders rötliche und grünliche Farbtöne vielfach vor.

Um ein Bild von der Zusammensetzung der Breitenbacherschichten im östlichen Teil unseres Gebietes zu geben, mag hier ein Detailprofil durch diese Zone am Weg von Wolfstein nach Lang-



heck (Südabhang des Eisenknopf) erwähnt werden. Man beobachtet dort von West nach Ost (vgl. Textfigur 2):

1. Grünliche, glimmerige, sandige Mergelschiefer,
2. dünnblättrige, schwarze Schiefer,
3. grünliche, sandige Schiefer, 2 m,
4. graue, rötlich anwitternde Schiefer, wenige cm,
5. Kohle des Breitenbacherflützes, 10 cm,
6. rötliche und schwarze, dünnblättrige Mergelschiefer, 2¹/₂ m,
7. untere rote Zone der unteren Cuselerschichten.

Viel mannigfaltiger ist die Gesteinsbeschaffenheit im westlichen Teil unseres Gebietes, in der Umgebung des Potzberges. Die ziemlich mächtigen Breitenbacherschichten sind hier nicht nur aus grauen, das Kohlenflötz begleitenden Schiefen zusammengesetzt, vielmehr nehmen an ihrer Zusammensetzung ausserdem sehr mächtige Sandsteine und untergeordnet auch kalkige Bänke teil.

Diese Sandsteine sind meist graulich, grünlich oder sehr häufig weisslich-grau gefärbt; sie sind gewöhnlich stark glimmerhaltig und führen an vielen Orten zahlreiche Pflanzenreste (z. B. bei Welchweiler, am Nordufer des Sulzbaches, süd-

östlich des Sulzkopfes, im Breitenbachertal südöstlich Essweiler und westlich von diesem Ort). Dünne, graue Kalkbänke wechsellagern häufig mit den grauen Schiefen; solche Bänke sind sehr schön an der neuen Strasse von Altenglan nach Welchweiler (etwas östlich Altenglan) aufgeschlossen. Dort beobachtet man eine ganze Anzahl dünner, wenig mächtiger Kalklager, welche den grauen Schiefen eingeschaltet sind. Etwas südwestlich von dieser Stelle, an dem Weg, der von Altenglan gegen Hohenestl führt, fand v. AMMON einen sehr grobolithischen, grauen Kalk. Blaugraue Kalkbänke mit eigentümlich runzlicher Oberfläche finden sich auch am Weg von der Krummackerhöhe nach dem Mayenwald.

Erwähnenswert sind endlich ziemlich mächtige grünliche Schiefer und Mergelschiefer, welche im Dache der Breitenbacherschichten, nahe der unteren Grenze der Untereuselerschichten, an vielen Orten angetroffen werden.

Das Breitenbacher Kohlenflötz wurde in zahlreichen auflässigen Gruben früher auch in unserem Gebiet abgebaut. Indem ich auf die Darstellung bei GÜMBEL¹⁾ verweise, möchte ich im folgenden nur kurz die Hauptvorkommnisse des Breitenbacherflötzes besprechen und gleichzeitig auf die in der geognostischen Sammlung des Oberbergamtes aufbewahrten Pflanzenreste aus den das Flötz begleitenden schwarzen Schiefen hinweisen.

Beginnen wir im Westen, so sehen wir das Breitenbacherflötz zunächst am Ostabhang des Remigiusherges auftreten, wo es in mehreren Gruben (Streitmühle, Neumühle, bei Theisbergstegen, Kleb bei Godelhausen-Gimbsbach, Matzenbach) früher abgebaut wurde.

Aus der Grube Godelhausen-Gimbsbach im sogenannten „Kleb“ besitzt die Sammlung des Oberbergamtes folgende Pflanzenreste²⁾:

Neuropteris heterophylla BRONGN.
Sphenophyllum Schlotheimi BRONGN.
Calamites cruciatus STERNB.

Auch bei Theisbergstegen sind Pflanzenreste gefunden worden; ausserdem stammen jedenfalls von hier die Insektenreste, die DOHRN³⁾ und GOLDENBERG⁴⁾ beschrieben haben, nämlich *Blattina Remigii* DOHRN und *Termitidium ? rugosum* GOLDENBERG.

Ein weiterer bedeutender Zug des Breitenbacherflötzes zieht sich zwischen Bistrichwald-Krummackerhöhe einerseits und Sulzkopf andererseits mit nordöstlichem Streichen hin. Besonders bemerkenswert ist in diesem Zuge die auflässige Kohlengrube am Kerzenbach östlich Bedesbach, von wo unsere Sammlung folgende Pflanzenreste besitzt:

Pecopteris emarginata GOEPP.
Sphenopteris trifoliata ARTIS sp.
Alethopteris pteroides BRONGN.
Odontopteris Reichiana GUTB.
Sphenophyllum Ähren.
Annularia longifolia BRONGN.

Auch am Hellenberg, östlich der Scharte, war früher ein Kohlenbergwerk im Betrieb; das Flötz liegt dort dicht an der Basis der unteren Cuselerschichten und soll nach GÜMBEL⁵⁾ eine beträchtliche Mächtigkeit erlangen, aber rasch auslaufen. In der Tat wird die Breitenbacherzone nördlich vom Hellenberg durch die bedeutende Bruchlinie abgeschnitten, welche von Welchweiler in westlicher Richtung nach dem Balmochkopf hinzieht.

¹⁾ GÜMBEL, Geologie v. Bayern II. I. c., p. 956—959.

²⁾ Die in dieser Arbeit aufgeführten Pflanzenreste sind teils nach früheren, zumeist von E. WEISS revidierten Angaben auf den Etiketten der Sammlungsstücke, teils nach Bestimmungen, die Herr Landesgeologe Dr. PFAFF vorgenommen hat, bezeichnet.

³⁾ A. DOHRN, Zur Kenntnis der Insekten der Primärformationen. Palaeontographica Bd. XVII.

⁴⁾ F. GOLDENBERG, Fauna Sarapontana fossilis, II. Heft. Saarbrücken 1877, p. 17, pl. I, Fig. 14 u. p. 26, pl. I, Fig. 13.

⁵⁾ v. GÜMBEL, Geologie von Bayern, II I. c., S. 959.

Das Breitenbacherflötz ist auch auf der Nord- und Ostseite des Hermannsberges gut aufgeschlossen. Abgebaut wurde das Flötz früher an drei Stellen: 1. Bei Oberweiler im Tal, dicht bei diesem Ort am rechten Talgehänge des Talbaches, ferner 2. westlich Oberweiler, am Lebach, nördlich Langenberg, und 3. in der Nähe des Weges, der vom Obernberg-Matzenberg nach dem Trozswäldchen führt.

Der Aufschluss des Breitenbacherflötzens am Sprengelberg, im Tal zwischen Königs- und Hermannsberg, vermittelt zu den Aufschlüssen um Essweiler, wo das Flötz an mehreren Orten abgebaut wurde. Von dort stammen mehrere Pflanzenreste, die aber wegen schlechter Erhaltung nicht bestimmt werden können.

Ein letzter wichtiger Zug des Breitenbacherflötzes ist am Nordabhang des Königsberges durch mehrere Gruben erschlossen worden.

Bei Oberweiler, nördlich Wolfstein, waren früher zwei Gruben im Betrieb, die eine südlich Oberweiler am rechten Lauterufer, die andere, der sogenannte „neue Mut“, dicht westlich von diesem Ort, am linken Lauterufer. Die Grube „neuer Mut“ hat folgende zahlreiche Pflanzenreste geliefert:

Pecopteris (Cyatheites) arborescens SCHLOTH. sp. (Bestimmung durch WEISS).

Pecopteris (Cyatheites) dentata BRONGN.

Pecopteris (Cyatheites) Candolleana BRONGN. (WEISS).

Pecopteris (Cyatheites) Miltoni BRONGN.

Sphenopteris stipulata GUTB.

Alethopteris Serli BRONGN.

Alethopteris Lonchitidis STERNB.

Neuropteris ovata HOFFM.

Senftenbergia elegans CORDA.

Sphenophyllum angustifolium GERM.

Sphenophyllum cfr. *longifolium* GERM.

Annularia longifolia BRONGN. (WEISS).

Im weiteren westlichen Fortstreichen des Breitenbacherflötzes trifft man die frühere Grube am Königsbach (Tälchen der „Wüste Woog“). Auch von dort liegen einige Pflanzenreste vor, die aber wegen ungenügender Erhaltung nicht bestimmt werden können.

II. Unterrotliegendes.

1. Untere Cuselerschichten.

Die unteren Cuselerschichten wurden bisher in der Literatur nicht weiter zerlegt. Indessen lassen sich in unserem Gebiet sehr leicht drei Unterabteilungen unterscheiden, nämlich eine untere rote Zone, eine mittlere graue Zone mit dem Hauptkalklager und eine obere rote Zone. Diese drei Zonen, die sich in grosser Regelmässigkeit durch unser ganzes Gebiet verfolgen lassen, sind bei charakteristischer Ausbildung sehr leicht kenntlich und bilden so ein wichtiges Hilfsmittel zur Entwirrung der tektonischen Verhältnisse. Die unteren Cuselerschichten legen sich in unserem Gebiet mantelförmig um die aus Ottweilerschichten und Eruptivgesteinen gebildeten vier Schichtenkuppeln des Potzberges, Hermannsberges, Königsberges und Potschberges. Sie umgeben ringförmig diese vier Kuppeln und treten als Muldenkern in die Synklinalen ein, welche die einzelnen Kuppeln voneinander trennen.

a) Untere rote Zone.

Auf die grauen und grünlichen Gesteine der Breitenbacherschichten legen sich meist intensiv rot gefärbte, selten grünliche Schieferletten, die schon durch ihre Färbung scharf mit der Unterlage kontrastieren und sich daher sehr leicht

von dieser abgrenzen lassen.¹⁾ Diese Schieferletten bilden weitaus die Hauptmasse der Gesteine der unteren roten Zone; nur untergeordnet finden sich dagegen Kalke, Sandsteine und Konglomerate.

Die Kalke bilden meist nur unbedeutende Lager von geringer Erstreckung. Selten gewinnen dagegen die Kalklager bedeutendere Ausdehnung (z. B. östlich Friedelhausen und westlich Oberweiler im Tal) und nie erreichen sie die Konstanz und Bedeutung der Hauptkalklager der mittleren grauen Zone. Auch petrographisch unterscheiden sich die Kalke der unteren roten Zone von denen des Hauptkalklagers durch ihre mehr grünliche Färbung. Die Mächtigkeit der unteren roten Zone schwankt zwischen 50 m und 200 m; im westlichen Teil unseres Gebietes scheint sie im allgemeinen beträchtlicher zu sein als im östlichen.

b) Mittlere graue Zone mit dem Hauptkalklager.

Eingeschlossen zwischen die beiden vorherrschend rotgefärbten Zonen bildet die mittlere graue Zone der unteren Cuselerschichten mit ihren überall leicht nachweisbaren Kalklagern ein vorzügliches Hilfsmittel zur Ermittlung der tektonischen Verhältnisse. Die etwa 70–200 m mächtige Zone besteht in der Hauptsache aus grauen bis schwärzlichen oder grünlichen, dünnblättrigen, meist stark glimmerhaltigen Schiefen und Mergelschiefen, mit welchen gelblichgrüne oder grauliche, glimmerige Sandsteine wechsellagern. Diese Gesteine enthalten meist zahlreiche Bänke eines grauen, dichten Kalkes mit gelblichbrauner Verwitterungsrinde. Die Anzahl der Kalkbänke schwankt; meist sind es mehrere Lagen, von denen einige eine Dicke von 1 m erreichen. Da die Kalkbänke in zahlreichen Gruben abgebaut werden, ausserdem der Verwitterung weniger leicht anheimfallen als die sie begleitenden Gesteine und daher überall aufgeschlossen und leicht zu beobachten sind, bilden sie einen ausserordentlich wichtigen Orientierungshorizont. Es möge daher gestattet sein, hier kurz auf die Verbreitung des Hauptkalklagers innerhalb unseres Blattgebietes einzugehen (vgl. die geologische Karte 1 : 25 000).

Im Westen beginnend, finden wir das Hauptkalklager am Westfuss des Remigiusberges sehr schön aufgeschlossen. Es zieht sich mit nordsüdlichem Streichen von Rammelsbach bis zur Ziegelhütte östlich Haschbach am linken Ufer des Rammelsbaches hin und wird bei Katzenpest in einer Grube abgebaut. Südlich der Ziegelhütte ändert sich das Streichen, um in der Nähe des früheren Kalkbruches bei Haschbach in eine west-östliche Richtung überzugehen. In diesem Kalkbruch wurden durch v. AMMON Fischreste (nicht näher bestimmbar) und Anthracosien aufgefunden. Nördlich vom Orte Rammelsbach ist die nördliche Fortsetzung des Remigiusberger Kalklagers durch eine Verwerfung etwas nach Westen verschoben; sie zieht mit nordöstlichem Streichen nach der Ziegelhütte nördlich von Altenglan. In diesem Kalkzuge, am Strassberg nördlich Rammelsbach, kommen Fischreste, darunter *Elonichthys macropterus* AG. sp.²⁾ vor. Ferner wurde daselbst durch v. AMMON im Kalk Asphalt konstatiert, und ausserdem besitzt unsere Sammlung von dort Schworspat mit Kupferkieskristallen. Durch die Bruchlinie des Glantales abermals nach Norden verschoben, tritt das Kalklager östlich des Glan am südwestlichen Fusse des Hirschfeld wieder auf; es wird in der Talsohle selbst auf einer Grube abgebaut und zieht sich dann dicht im Liegenden des Cuselitlagers am Berghang hinauf (vgl. Textfigur 13). Durch eine kleinere Verwerfung unterbrochen, bildet das Kalklager weiterhin ein zusammenhängendes Band auf der Südseite des Hirsch-

¹⁾ Die Abgrenzung der unteren Cuselerschichten von den unterliegenden Breitenbacher-schichten ist infolge der Farbendifferenz beider leicht durchzuführen; man braucht daher zur Abgrenzung beider nicht auf ein Grenzkonglomerat zurückzugreifen, welches nach REIS (l. c. p. 107) die unteren Cuselerschichten einleiten soll. In unserem Gebiete habe ich ein solches Grenzkonglomerat nicht nachweisen können.

²⁾ Die Bestimmung der in vorliegender Arbeit genannten Fischreste verdanke ich der Güte des Herrn Dr. OTTO M. REIS.

feld am Fuss des Cuselitlagers. Die grosse Bruchlinie, welche sich in nordwestlicher Richtung vom Potzberg (nordöstlich Föckelberg) über Öldeich, Bächelskopf bis zum Brückenberg nordwestlich Ulmet verfolgen lässt, schneidet auch das Hauptkalklager am Bächelskopf östlich des Hirschfeld ab; seine Fortsetzung findet sich, bedeutend nach Nordwesten verschoben, erst am Sulzkopf wieder. Dort konstatieren wir mehrere bedeutendere, nordöstlich streichende Kalklager, darunter eines dicht im Liegenden des Sulzkopfer Cuselitlagers und ein weiteres am Nordwestabhang dieses Berges.

Durch die von Welchweiler zum Balmochkopf ostwestlich verlaufende Bruchlinie werden die Hauptkalklager des Sulzkopfes abgeschnitten. Ihre Fortsetzung ist in dem gesenkten Gebiet nördlich dieser Bruchlinie nicht sichtbar, vielmehr abgesunken und von der oberen roten Zone überdeckt. Erst östlich Welchweiler tritt die graue Zone mit dem Hauptkalklager wieder auf und lässt sich von hier aus ziemlich ununterbrochen rings um die mächtige Schichtenkuppel des Hermannsberges verfolgen als ein mächtiger Ring, der allseitig vom Kern der Schichtenkuppel weg nach aussen abfällt. Mit ostwestlichem Streichen und nördlichem Einfallen zieht sich das Kalklager zunächst am Nordfuss des Hermannsberges hin.

Besonders östlich des Horstbaches tritt dieser Zug auch orographisch stark hervor und bildet unter anderem den langgestreckten Kamm des Matzenberges. Auf ihm bauen mehrere Gruben, unter denen besonders diejenigen beim Kirchhof nördlich Oberweiler im Tal, im Tälchen zwischen Kochenrain und Matzenberg, am Matzenberg und am Nordabhang des Hundsrückens östlich Elzweiler erwähnt werden mögen.

Östlich Oberweiler im Tal tritt die Kalkzone auf das rechte Gehänge des Talbachtals über, aus dem bisherigen westöstlichen allmählich in ein fast nordsüdliches Streichen übergehend, welches nun südwärts bis gegen Essweiler anhält. Erst westlich von diesem Ort erscheint die Kalkzone nach kurzer Unterbrechung wieder, diesmal mit südwestlichem Streichen, das bis gegen Bosenbach hin ziemlich konstant bleibt. Die bedeutende bogenförmige Bruchlinie, welche vom Südfuss des Kiefernkopfes über Wolfskirche-Höllwald nach der Platte östlich Föckelberg hinzieht, schneidet die graue Zone mit dem Kalklager nordwestlich Bosenbach bei Hergelsroth ab; ihre nach Süden verschobene Fortsetzung findet sich jenseits der Bruchlinie erst nördlich der Wolfskirche wieder. Dort streicht das Kalklager westöstlich und zeigt ein sehr wechselndes Einfallen, indem einige Lagen senkrecht stehen oder sogar überkippt sind und nordwärts einfallen, andere dagegen in unmittelbarer Nähe davon ein südliches Einfallen zeigen (siehe Textfigur 23). Weiterhin biegt dann die Kalkzone bald in eine nordwestliche Streichrichtung um und hält diese Richtung inne bis zum Nasseckwald, indem sie auf dieser Strecke den Ostflügel der Bruderwald-Synklinale bildet, welche die Schichtenkuppeln des Hermannsberges und Potzberges voneinander scheidet.

Während in diesem östlichen Muldenflügel nur spärliche Aufschlüsse hie und da die Anwesenheit des Hauptkalkflötzes verraten, lässt sich dagegen das Hauptkalklager im westlichen Flügel derselben Mulde mit annähernd nordsüdlichem Streichen und östlichem Einfallen in schönster Weise und im Zusammenhang verfolgen. Vom Nasseckwald zieht sich das Kalklager über Bruderwald, Hinzberg, Ödesrech und Kalkofenwald östlich Friedelhausen bis zu der oben schon genannten Bruchlinie Kiefernkopf-Platte. Auf dieser ganzen Strecke ist das Hauptkalklager in schönster Weise aufgeschlossen und lässt sich besonders dank zahlreicher, meist heute noch im Betrieb stehender Gruben, von denen nur diejenigen im Bruderwald, am Gipfel des Hinzberges, zwischen Hinzberg und Ödesrech, östlich Friedelhausen im Marbachtal und im Kalkofenwald genannt sein mögen, vorzüglich beobachten. Südöstlich der genannten Verwerfung beobachtet man an der Strasse von Friedelhausen nach Niederstauenbach die Fortsetzung des Hauptkalklagers, welches hier stark gestört ist, senkrecht einfällt und dann mit südwestlicher Streichrichtung längs der Ostseite des Potzberges fortsetzt (vgl. Textfigur 24).

Ebenso wie den Hermannsberg umzieht das Hauptkalklager als gewaltiger Ring mit allseitig nach aussen abfallenden Schichten die mächtige Schichtenkuppel des Königsberges.

Beginnen wir an der Bruchlinie, die südlich Hinzweiler in nordwestlicher Richtung vom Königsberg herabzieht, so sehen wir nördlich dieser Störung, im Osten und Südosten von Hinzweiler das Hauptkalklager zunächst mit grossenteils nordsüdlichem Streichen und westlichem Einfallen. Auf dieser Strecke bleibt das Streichen allerdings nicht durchwegs konstant, vielmehr tritt im Detail ein vielfacher Wechsel ein und auch das Einfallen ist unregelmässig, teilweise sogar senkrecht oder überkippt. Mit dem Umbiegen des Flötzes nordöstlich Hinzweiler treten wieder ruhigere Verhältnisse ein, denn von hier über Aschbach bis Oberweiler im Lautertal ändert sich das Streichen nur sehr wenig und allmählich, und das Hauptkalklager zieht in weitem Bogen um die Nordseite des

Königsberges, aus der nordöstlichen Streichrichtung allmählich bei Aschbach in ostwestliche mit Nordfallen und endlich bei Oberweiler in südöstliche Streichrichtung mit Nordostfallen umbiegend. Auf dieser ganzen Strecke lässt sich das Hauptkalklager überall mit Leichtigkeit verfolgen; auf ihm bauen zahlreiche Gruben (zwei Gruben zwischen Hinzweiler und Aschbach, mehrere Gruben östlich Aschbach, eine Grube nördlich Oberweiler am Westabhang des Lautertales).

Am Eisenknopf östlich Wolfstein streicht das Kalklager nordsüdlich und fällt nach Osten ein, beim Bahnhof Wolfstein das Lautertal abermals erreichend.

Südöstlich Wolfstein baut eine Grube auf der südlichen Fortsetzung des Eisenknopfer Kalkzuges; von da ab biegt das Streichen in eine südwestliche Richtung um und das Fallen ist von jetzt ab ein südöstliches. Durch eine Verwerfung etwas nach Südosten vorgeschoben, zieht die Fortsetzung des Kalklagers am Nordwestabhang des Rotebühl im Serlbachtal mit südwestlichem Streichen weiter, und dort baut eine Grube auf diesem Zug. In den erwähnten Kalkbänken bei Wolfstein wurde das durch v. AMOS beschriebene Kieferstück des *Macromerion Gumbeli* gefunden.¹⁾ Durch die grosse nordöstlich vom Sellberg durchstreichende Bruchlinie wird das Hauptkalklager abgeschnitten. Seine Fortsetzung, um ein bedeutendes nach Südosten verschoben, tritt erst am Südwestfuss des Sellberges im Löffelmannsgraben, nordöstlich von Rothselberg wieder zutage. Der Kalk streicht in diesem Zuge nach Südwesten und wird in einer Grube abgebaut; von hier stammt höchstwahrscheinlich *Estheria* cfr. *tenella* JORD. sp., die GÜMBEL vom Sellberg bei Wolfstein erwähnt.²⁾

Am Westabhang des Königsberges ist das hier jedenfalls in annähernd nordsüdlicher Richtung durchstreichende Hauptkalklager durch Schuttmassen verdeckt und nur an einigen Punkten durch vereinzelt Kalkvorkommnisse angedeutet. Schliesslich seien hier noch kurz die Kalkzüge erwähnt, die westlich Jettenbach mit nordwestlichem Streichen auftreten und in der Grube am Wingertberg sowie in einem Kalkbruch am Westufer des Jettenbaches, nördlich der Hebelhöhe, ausgebeutet werden.

Aus der obigen Schilderung der Verbreitung des Hauptkalklagers ergibt sich die grosse Konstanz und Verbreitung dieser wenig mächtigen Kalkzone durch unser ganzes Gebiet. Man kann daraus, wie mir scheint, den Schluss ziehen, dass das Hauptkalklager sich in einem ausgedehnten seeartigen Becken mit reichlicher Ausscheidung von kohlenurem Kalk, welche plötzlich eintrat und nach relativ kurzer Zeit wieder ebenso plötzlich aufhörte, gebildet hat.

Diese Anschauung steht im Einklang mit den neuerdings durch REIS³⁾ geäusserten Ansichten über die Entstehung der Kalkbänke der unteren Cuseler-schichten. Derselbe hat bekanntlich auf Grund eingehender Untersuchung der besonders im Hauptkalklager weit verbreiteten eigentümlichen knolligen Kalkbildungen die Anschauung vertreten, dass diese Kalke als Quellsinterbildungen anzusehen sind, welche auf einem an fauligen Organismen reichen Grunde eines Süsswasserbeckens unter geringen Strömungen ausgeschieden wurden.

Es mögen endlich noch einige Detailprofile der mittleren grauen Zone dargestellt werden.

1. Im Weg von Wolfstein nach Langheck am Südabhang des Eisenknopf aufgeschlossene

2. Im Weg von West nach Ost folgende Schichten (vgl. Textfigur 2):

1. Bruchtafelschichten (vgl. S. 6) und untere rote Zone.

2. Grünliche, glimmerige, sehr dünnblättrige Schiefer.

3. Grünliche Sandsteine.

4. Graue, mergelige Schichten (Nr. 2—4 3 m mächtig).

5. 2 m schwarze, dünnblättrige Schiefer mit einigen (etwa vier) Bänken eines dunkelgrauen Kalkes.

6. 2 m grünlichgraue, dünnblättrige Schiefer.

7. Dünnblättrige, schwarze Schiefer.

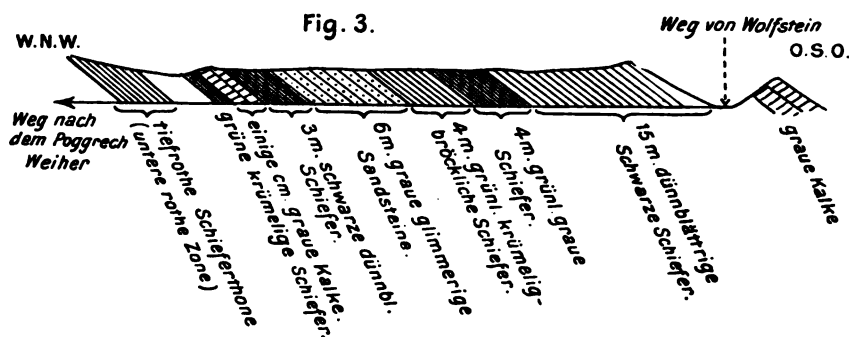
8. Vereinzelt bei glimmerige, sandige Schiefer und Sandsteine. Vegetation.

1. v. AMOS, Die permischen Amphibien der Rheinpfalz p. 94, pl. IV, Fig. 2 A—E. Der Fundort dieser Fossilis lässt sich nicht genau ermitteln.

2. v. AMOS, Geologie von Bayern II, l. c., S. 901.

3. REIS, M. Fests. Über Stylolithen, Dünenmergel und Landschaftenkalk. Geogn. Jahreshfte. N. F. Bd. 192, 1923, p. 253—274 vgl. bes. p. 268; vgl. Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken p. 108 l. c.

Am Weg von Wolfstein nach dem südlich vom Totenkopf gelegenen Poggrechweiher beobachtet man von West nach Ost folgendes Profil der mittleren grauen Zone (vgl. Textfigur 3):



1. Intensiv rote Schiefertone (untere rote Zone),
 2. grüne, krümelige Schiefer,
 3. einige Zentimeter graue Kalke,
 4. 3 m schwarze, dünnblättrige Schiefer,
 5. 6 m graue, glimmerige Sandsteine,
 6. 4 m grünliche, krümelig-brüchlige Schiefer,
 7. 4 m grünlichgraue Schiefer,
 8. 15 m dünnblättrige, schwarze Schiefer,
 9. graue Kalke des Hauptkalklagers, mit 35° nach OSO. einfallend.
- (Nr. 2—9 gehören der mittleren grauen Zone an.)

c) Obere rote Zone.

Die obere rote Zone besteht vorwiegend aus Sandsteinen und Konglomeraten, mehr untergeordnet aus Lettenschiefern, und führt nur vereinzelt auch schwache kalkige und kohlige Schichten.

Die Sandsteine, welche unter den Gesteinen dieser Zone weitaus vorherrschen, sind meist grobkörnig, mürbe und stark feldspathaltig. Ihre Färbung ist vorherrschend hellgrün oder rötlich, in ganz allmählichen Übergängen gehen aus ihnen konglomeratische Sandsteine und meist nicht sehr grobe Konglomerate hervor. Man kann gewöhnlich mehrere Konglomeratlager unterscheiden, von denen diejenigen in der Mitte der Zone am konstantesten sind.

Auch an der oberen Grenze der unteren Cusolerschichten tritt hier und da ein Konglomeratlager auf, indessen ist dasselbe in unserem Gebiet nur selten vorhanden und viel zu wenig konstant, um als Grenzkonglomerat bezeichnet werden zu können.¹⁾

Besonders erwähnenswert ist der Sandstein- und Konglomeratzug, welcher von der Niederstauferbacher Mühle mit annähernd nordsüdlichem Streichen nach der Wolfskirche hinzieht. Derselbe wird grossenteils gebildet aus gelblichgrünen, grobkörnigen Feldspatsandsteinen, welche hier und da brecciösen Charakter annehmen und zahlreiche eckige Bruchstücke eines grauen Schiefers einschliessen. Auch Pflanzenabdrücke beobachtete ich in diesem Sandsteinzug westlich der Niederstauferbacher Mühle.

Es mag noch erwähnt werden, dass die Sandsteine dieser Zone in zahlreichen Steinbrüchen, von denen diejenigen bei Haschbach, südlich von Bedesbach, nörd-

¹⁾ Vgl. REIS, Erläuterungen I. c., p. 110.

lich von Altenglan, südlich Horschbach und bei Bosenbach genannt sein mögen, ausgebeutet werden.

Intensiv rote Schieferletten kommen verhältnismässig selten vor; häufiger treten sie nur in den oberen Teilen der Zone auf, wo sie sehr oft gröbere konglomeratische Lager von grünlicher Färbung überlagern.

Auch in den Grenzschichten gegen die Odenbacherschichten trifft man rote Tonschiefer, welche meist in wiederholter Folge mit grauen Tonschiefern wechsel-lagern. Es ist darum nicht immer leicht, die obere rote Zone von der darüber-liegenden vorherrschend grauen Odenbacherstufe abzugrenzen. Während in der Literatur häufig die erwähnte Folge grauer und roter Schiefer schon zu den Odenbacherschichten gerechnet wird, schien es mir natürlicher, die obere Grenze der unteren Cuselerschichten erst in das Dach der obersten rotgefärbten Schiefer zu verlegen.

Die Kalke bilden unbedeutende, wenig ausgedehnte Lager, die niemals auf weitere Entfernung verfolgt werden können. Erwähnenswert ist das durch v. AMMOX konstatierte Vorkommen eines grauen, groboolithischen Kalkes am Kertsch, nord-westlich Rammelsbach.

Schwache kohlige Schichten treten im Liegenden der Zone in der Um-gebung von Rammelsbach auf.

Endlich sei noch erwähnt, dass die Mächtigkeit der Zone beträchtlicher ist als die der beiden unteren Zonen; sie beträgt etwa 250—350 m.

2. Obere Cuselerschichten.

a) Odenbacherschichten.

Die Odenbacherschichten umgeben mantelförmig als ein weiter Ring die aus älteren Gesteinen gebildeten Schichtenkuppeln unseres Gebietes. Von diesem Ring fällt allerdings fast nur der nordwestlich gelegene Teil in unser Blattgebiet; ihm gehört die verhältnismässig breite Zone an, welche mit vorherrschend nordöstlichem Streichen im Westen zwischen Rammelsbach und Kusel beginnt und von da, drei-mal durch Bruchlinien unterbrochen und etwas verschoben, über Patersbach, das Schneidchen, Lachenpest und Wackerhübel nach der Gegend von St. Julian und Nerzweiler hinzieht.

Die Hauptmasse der Odenbacherschichten setzt sich aus grauen Schiefen und mehr untergeordnet aus graulichen und grünlichen, stark glimmerhaltigen Sandsteinen zusammen. Gegen die Mitte des Komplexes hin sind den grauen Schiefen kalkige Schichten und ein Kohlenflötchen eingelagert. Diese Kalke sind häufig schiefrig, von grauer Färbung mit bräunlicher Verwitterungsrinde. Sie bilden südwestlich Patersbach ein ziemlich ausgedehntes Lager, welches sich längs des Weges von Patersbach nach dem Sohlwald verfolgen lässt. Östlich des Glan-tales trifft man die Fortsetzung dieses Kalklagers am Südabhang des Schneidchen wieder, wo durch v. AMMOX darin ein schönes Exemplar des *Amblypterus Duvernoyi* Ag. sp. gefunden wurde.

Auch in der Gegend von Gumbweiler finden sich ähnliche Kalklager, welche am Wackerhübel Fischreste (nicht näher bestimmbar) und Pflanzenreste führen.

Spuren des erwähnten Kohlenflötzens¹⁾ treten im Liegenden des Kalklagers von Patersbach (im Sohlwald und beim Orte Patersbach) auf. Denselben Flötz dürften auch die kohligen Schichten des Mayenwaldes, sowie das Kohlenflötz östlich Nerzweiler angehören.

Recht charakteristisch ist der obere Teil der Odenbacherstufe beschaffen. Er wird eingeleitet durch GÜMBELS Feistkonglomerat, ein weithin verbreitetes, rötliches oder grünliches, meist stark arkosisches Konglomerat, welches häufig durch einen konglomeratischen Sandstein ersetzt wird. Die Quarzgerölle des oft lockereren Konglomerates sind in unserem Gebiet in der Regel ungefähr nussgross, häufig auch noch kleiner. Dieses Konglomerat, begleitet von mürben, feinkörnigen, bunt (vorherrschend gelb, grünlich und weinrot) gestreiften Sandsteinen und intensiv roten Schiefertönen und Mergeln, lässt sich als ausgezeichneter Orientierungshorizont durch unser Gebiet verfolgen.

Vom Kuselbach zieht das Konglomerat mit nordöstlichem Streichen nach Patersbach, bei diesem Orte in mehreren Steinbrüchen ausgebeutet. Am Weg von Bedesbach zum Schneidchen trifft man dessen östliche Fortsetzung in Verbindung mit rötlichen Sandsteinen und Schiefern. Durch die Bruchlinie südlich Ulmet abgeschnitten, tritt das Feistkonglomerat südlich vom Bleckarsch bei Ulmet von neuem auf und lässt sich von hier mit nordöstlicher Streichrichtung bis zum Welschbachtal südlich Eschenau verfolgen. Die scharfe Schichtenumbiegung im Gebiet der Genshöhe hat auch das Konglomerat betroffen, welches in scharfem Bogen aus der früheren Richtung in nordwestliches und dann nordsüdliches Streichen umbiegt und so südlich von Eschenau, wo es in mehreren Steinbrüchen ausgebeutet wird, das Glantal erreicht.

Auf das nördliche Glanufer übergetreten, streicht das Feistkonglomerat von Gumbweiler in nordöstlicher Richtung über St. Julian nach Niedereisenbach, auch auf dieser Strecke in zahlreichen Steinbrüchen abgebaut. Weiterhin bildet dasselbe als nahezu horizontal gelagerte mächtige Platte den Sockel der Fleckensteighöhe zwischen Hachenbach, Hinzweiler und Nerzweiler.

Im Dache des Feistkonglomerats tritt in einem Komplex meist grauer, schwarzer oder grünlicher, seltener roter Tonschiefer, das sogenannte Odenbacher Haupt- oder Kalkkohlenflötz auf.

Besonders interessant ist das Auftreten dieses Flötzes im Schlossgraben bei St. Julian, wo es früher abgebaut wurde. Dort findet sich im unmittelbar Liegenden des Flötzes ein grünlich-grauer, stark glimmerhaltiger Sandstein, während als Begleiter des Flötzes dunkelgraue, knollige Kalke und kalkige Schiefer auftreten, die massenhaft Anthracosien führen. In rötlichgrauen Schiefen im Hangenden des St. Julianerflötzes wurden durch v. AMMON *Estheria tenella* JORD. sp. und *Candona elongata* GOLDBG. gesammelt. Auch Pflanzenreste kommen in der Nähe des Flötzes vor.

Von St. Julian zieht das Odenbacherflötz über Gumbweiler, wo es früher abgebaut wurde, nach Eschenau. Dann erscheint es am südlichen Glanufer südsüdwestlich Eschenau wieder und wurde hier früher abzubauen versucht. Von hier gegen Westen zu tritt das Flötz nur spurweise auf, so am Südabhang der Genshöhe, wo es eingeschlossen zwischen grüne und rote Schiefer über Tag beobachtet werden kann, und beim Friedhof nördlich Patersbach. Erwähnenswert sind ferner noch die Kohlenflötze der Fleckensteighöhe, auf denen zwei Gruben bauten, ferner das von schwarzen Schiefen mit massenhaften Anthracosien begleitete Niederstauferflötz im Süden unseres Gebietes.

Die Mächtigkeit der Odenbacherschichten beträgt etwa 250 m.

b) Alsenzerschichten.

Auf die Odenbacherstufe legt sich gegen Nordwesten hin eine ziemlich breite Zone sandiger und schiefriger Gesteine mit nordöstlichem Streichen und Nordwestfallen.

¹⁾ Es sei hier hervorgehoben, dass dieses Kohlenflötz nicht als Odenbacher Kalk-Kohlenflötz bezeichnet werden darf, wie dies REIS l. c. p. 110 irrthümlicherweise tut; das eigentliche Kalkkohlenflötz GÜMBELS (Geol. v. Bay. II, p. 964) liegt bedeutend höher, im Hangenden des Feistkonglomerates und wird unten noch erwähnt werden.

Diese Alsenzerschichten bestehen aus einer eintönigen, etwa 450 m mächtigen Folge feinkörniger, gelblichgrüner bis rötlicher, stark glimmerhaltiger Sandsteine und vorherrschend grauer Schiefer oder Mergelschiefer. Schieferige Gesteine herrschen ganz besonders im mittleren Teil unseres Gebietes, in der Zone zwischen Ulmet und Eschenau vor, nördlich des Glan zwischen Rathweiler und Eisenbachtal sind dagegen die Sandsteine mächtiger entwickelt. Untergeordnet finden sich Einlagerungen roter Schiefertone und Sandsteine, grauer Kalklager und einzelner Konglomeratbänke. Die Abgrenzung der Alsenzerschichten im Liegenden und Hangenden ist nicht so einfach, wie es vielleicht auf den ersten Blick scheinen möchte. Überall da, wo die Grenzkohlenflötze, das Odenbacher Hauptflötz im Liegenden und das Hooperflötz im Hangenden, beobachtet werden können, ist es zwar leicht die Grenzen festzusetzen, allein da diese wenig mächtigen Flötzchen oft nicht aufgeschlossen sind, erwachsen in der Praxis einer Abgrenzung der Alsenzerschichten nicht selten erhebliche Schwierigkeiten. Ganz besonders schwer ist die Abgrenzung der Alsenzerschichten von der hangenden petrographisch so ähnlichen Hooperstufe in der Halbinsel, die nördlich der Linie Ulmet-Rothheckberg zungenartig in den Glan vorspringt, da dort keine Spuren des Hooperflötzes aufgefunden werden konnten. Nicht unerhebliche Schwierigkeiten bietet ferner die Abgrenzung der Alsenzerschichten von der liegenden Odenbacherstufe im Gebiet des Schneidchen. Es ist möglich, dass die auf unserer Karte zur Alsenzerstufe gezogenen tiefschwarzen Schiefer, welche dort im Norden des Cuselitlagers und zwischen diesem anstehen, noch zur Odenbacherstufe gehören.¹⁾

Von Versteinerungen wurden ausser Pflanzenresten durch v. AMMON am Nordhang des Galgenhorstes Anthracosien aufgefunden.

c) Hooferschichten.

Die Hooferschichten, welche sich im Nordwesten auf die eben besprochene Alsenzerstufe legen, werden durch das Hooper Kohlenflötz eingeleitet.

Dieses Flötz ist durch den Bau der neuen Bahnlinie Mainz—Metz in unserem Gebiet an zwei Stellen aufgeschlossen worden.

Am schönsten lässt sich das Flötz westlich Ulmet, im Bahneinschnitt südlich der dortigen Station beobachten, wo es im Hangenden gelblicher Sandsteinbänke in einem ziemlich mächtigen Komplex grauer bis tiefschwarzer Schiefer und mergeliger Gesteine mit Nordwestfallen zutage tritt. Ein zweites Flötz soll im Liegenden des erwähnten beim Bahnbau zum Vorschein gekommen sein.

Nach gütigen Mitteilungen des Herrn A. W. FRANZ, Ingenieur der pfälzischen Eisenbahnen, wurde das Hooperflötz beim Bahnbau auch westlich von Erdesbach bei der Drummühle angetroffen und lieferte dort auch gut erhaltene Pflanzenreste. — Durch v. AMMON ist das Hooperflötz weiterhin zwischen Galgen und Galgenhorst östlich Niederalben konstatiert worden.

Im Dache des Hooperflötzes folgt eine mächtige Serie grauer, seltener rötlicher Schiefer, grauer Mergelschiefer und mergeliger Gesteine, welche mit grauen bis rötlichen Sandsteinen und Konglomeratbänken wechsellagern.

Ein sehr wichtiger Horizont tritt gegen die obere Grenze der Hooperstufe hin mit grosser Konstanz in unserem Gebiet auf. Es sind das tiefschwarze, dünnblättrige in papierdünne Platten spaltbare Schiefer, welche zahlreiche, wohl erhaltene organische Reste, besonders Fische, seltener auch Stegocephalen und *Gastropoden* führen. Dieser Horizont dürfte jedenfalls als Äquivalent der be-

¹⁾ Der Vorschlag von REIS (Erläuterungen I. c. p. 110), ein helles arkosches Konglomerat im Dache der Odenbacherstufe zur Abgrenzung gegen die Alsenzerschichten zu benutzen, ist kaum anzunehmen, da diese Konglomerate ganz unbeständig sind.

kannten Schiefer von Heimkirchen, welche ebenfalls zahlreiche Fisch- und Stegocephalenreste lieferten, aufzufassen sein.¹⁾

Verfolgen wir diesen paläontologisch und geologisch gleich wichtigen Horizont durch unser Gebiet von Südwesten nach Nordosten, so treffen wir den ersten interessanten Aufschluss in der Hölle nordwestlich Erdesbach, in einer vom Steinernen Mann herabziehenden Schlucht. Dort stehen mit Nordwestfallen die erwähnten dünnplattigen Fischeschiefer in Wechsellagerung mit grauen, sehr feinkörnigen, tonsteinartigen Sandsteinen an; sie sind erfüllt mit wohl erhaltenen fossilen Resten, besonders Fischen, und haben laut gütiger Bestimmung der Herren Dr. BROILI und Dr. OTTO M. REIS folgende Formen geliefert:

Archegosaurus latirostris H. v. MEYER.

Über dieses Stück teilt mir Herr Dr. F. BROILI gütigst folgendes mit:

„Das mir von Herrn Dr. C. BURCKHARDT gütigst zur Bestimmung überlassene Fossil ist die vordere, grössere Hälfte des ziemlich gepressten Schädels, samt den entsprechenden Teilen des Unterkiefers eines Stegocephalen und zwar *Archegosaurus latirostris* H. v. MEYER.

Die rückwärtige Schädelpartie ist ungefähr in der Höhe des Parietalloches abgebrochen. Von bereits gegebenen Abbildungen steht die allerdings etwas grössere Figur 5 H. v. MEYERS auf Tafel I unserem Stücke am nächsten. (H. v. MEYER, Reptilien aus der Steinkohlenformation in Deutschland. Kassel 1858. Palaeontographica Bd. VI.)

Die trefflich erhaltene Skulptur des Schädeldaches zeigt in der Frontalregion und der rückwärts der Augen gelegenen Partie eine feine maschenförmige Ausbildung, welche indessen die einzelnen Ossifikationspunkte der verschiedenen Knochen wohl erkennen lässt, so dass man sich trotz der fehlenden oder doch nur teilweise sehr undeutlich erkennbaren Suturen ein annäherndes Bild über die Grösse der einzelnen Elemente machen kann. Auffallend lang gestreckt sind die Nasalia, wobei natürlicherweise die Hautverknöcherungen ihre Mitleidenschaft in feinen, lang ausgezogenen Längskielen äussern, die gegen das Verknöcherungszentrum konvergieren, während auf dem Zwischenkiefer wieder die maschenförmige Skulptur Platz greift.

Die rundlichen, grossen Augenhöhlen sind mässig voneinander getrennt, die Nasenöffnungen lassen ihre Begrenzungen nur ungenau erkennen.

Die leider unvollständig erhaltene Unterseite zeigt eine dicht geschlossene Reihe kleiner, stark gefurchter Zahnstümpfe auf Kiefer und Zwischenkiefer. Spuren einer zweiten, anscheinend nicht so engen Zahnreihe finden sich auf dem Palatinum, die besonders dadurch charakterisiert wird, dass über den länglich ovalen Choanen ein grösserer Zahn seinen Platz gehabt hat, auf welche Erscheinung auch H. v. MEYER bei *Archegosaurus Decheni* hinweist.

Von besonderem Interesse ist schliesslich die Tatsache, dass der Vomer, wo derselbe an die Choanen grenzt, gleichfalls deutliche Reste einiger Zahnsocket trägt.

Die Unterkiefer, welche, in die Höhe gepresst, seitlich am Schädeldach liegen, sind auf ihrer Aussenseite von feinen Längskielen bedeckt. Die dichtstehenden Zähne sind spitz-konisch und in ihrer unteren Hälfte tief gefurcht.“

Die zahlreichen, grossenteils wohl erhaltenen Fischreste gehören nach Dr. O. M. REIS zu folgenden Arten:

Amblypterus Duvernoyi Ag. sp.

Acanthodes Bronni Ag.

Die Fischeschiefer lassen sich von der Hölle über Rummelsbusch, wo sie in der Schlucht anstehen, bis zum Ostfuss der Ruth, westlich Ulmet, verfolgen.

Dann treten sie weiter gegen Nordosten in schönster Weise in der Umgebung von Rathsweyer auf. Sie sind dicht bei diesem Orte, am Weg, der nach dem sogenannten Nollekopf führt, ausgezeichnet aufgeschlossen.

Wir beobachteten an dieser Stelle (vgl. Textfigur 4) von Südost nach Nordwest folgende Schichten:

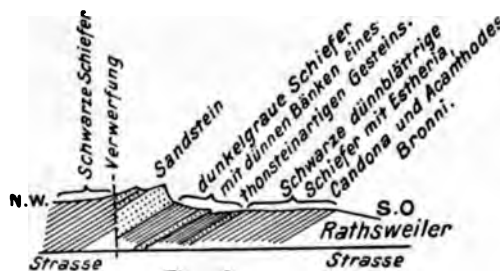


Fig. 4.

¹⁾ Vgl. v. AMMON, Permische Amphibien I. c.

1. Tiefschwarze, dünnblättrige Fischechiefer mit:

Estheria tenella JORD. sp.

Candona elongata GOLDBG.

Acanthodes Bronni AG.

und unbestimmbare Fischreste,

2. dunkelgraue Schiefer mit dünnen Bänken eines grauen, sehr feinkörnigen, tonsteinartigen Gesteins,

3. Sandsteine, nach Nordwesten durch eine Verwerfung abgeschnitten,

4. schwarze Schiefer.

Vom Orte Rathweiler streichen die Fischechiefer zunächst nach Nordosten bis zum Steinalbtal und jenseits desselben sind sie östlich von Niederthalben, dicht am Nordwestfuss des durch ein Cuselitlager gebildeten Kammes des sogenannten „Galgen“, wiederum aufgeschlossen. Auch dort konstatierte ich Fischreste, die sich indessen nicht näher bestimmen lassen.

Auf die Frage der Abgrenzung der Hoofersstufe von den hangenden Lebacher-schichten werde ich unten zurückkommen; hier sei nur noch erwähnt, dass die Mächtigkeit der Hooferschichten in unserem Gebiet etwa 300—400 m beträgt.

3. Lebacher-schichten.

Die Lebacher-schichten nehmen bloss einen schmalen Streifen in der Nordwestecke unseres Blattes ein, der sich mit nordöstlichem Streichen zwischen die liegenden Hooferschichten und den hangenden Grenzmelaphyr einschiebt.

Da ausserdem die Ausbildung der unteren Stufe in unserem Gebiet wenig typisch ist, kann ich mich bei Besprechung dieser Schichten sehr kurz fassen.

a) Untere Lebacher-schichten.

Durch die Arbeiten der preussischen und bayerischen Geologen¹⁾ wurde schon früher eingehend dargetan, dass die in der Gegend von Lebach typisch entwickelten unteren Lebacher-schichten gegen Westen hin nicht nur an Mächtigkeit abnehmen, sondern auch ihre typische Ausbildung einbüßen.

In der Tat ist dies auch in unserem Gebiet der Fall, wo die wenig mächtigen unteren Lebacher-schichten sich zusammensetzen aus vorherrschend grauen, seltener grünlichen oder rötlichen Schiefen, ferner aus meist graulichen, stark glimmerhaltigen Sandsteinen und einzelnen kohligen Schichten (Rummelsbusch ob Erdesbach).

Die Abgrenzung dieses vorherrschend grauen Schieferkomplexes von den petrographisch ähnlich liegenden Hooferschichten wäre in unserem Gebiet ohne Kenntnis der typischen Profile um Kusel überhaupt nicht durchführbar.

Ich war nun, dank der Güte des Herrn Oberberg-rat v. AMMOX, der die Kuseler Gegend sehr genau untersucht hat, in der glücklichen Lage, die Profile bei Kusel genauer kennen zu lernen.

Bei Gelegenheit einer gemeinsamen Begehung der dortigen Gegend beobachteten wir an der Grenze zwischen Cuseler- und Lebacher-schichten folgende Schicht-reihe. Über einem ziemlich mächtigen, der Hoofersstufe angehörigen Komplex grauer Schiefer mit mehrfach eingelagerten Sandstein- und Konglomeratlagern liegen rote Schiefer und Mergelschiefer und sodann die tiefschwarzen, in papier-dünne Platten spaltbaren Fischechiefer, welche wir oben auch durch unser Gebiet verfolgt haben. Die Fischechiefer werden nun überlagert von einer weitverbreiteten Grenzkonglomeratbank, welche die Hooferschichten nach oben abschliesst. Eigen-

¹⁾ Vgl. z. B. O. M. REIS, Erläuterungen I. c., p. 116.

tümliche grauliche, tonsteinartige Sandsteine liegen darüber und leiten die aus vorherrschend grauen Schiefen bestehenden unteren Lebacherschichten ein.

In unserem Untersuchungsgebiet liegen nun die Verhältnisse viel ungünstiger, da hier über den Fischschiefern weder eine ausgedehnte Konglomeratbank, noch auch hangende, tonsteinartige Gesteine beobachtet werden konnten. Ich habe daher die obere Grenze der Hooferschichten nur auf Grund der Erfahrungen um Kusel ins Hangende der Fischschiefer, aber nicht direkt ins Dach derselben, sondern etwas höher hinauf verlegt.

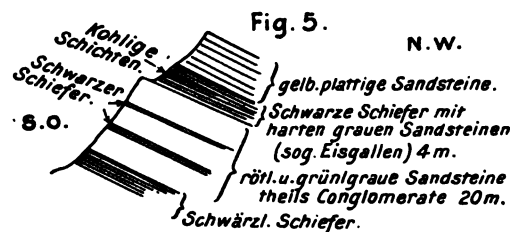
b) Obere Lebacher (Tholey-) Schichten.

Die vorherrschend rötlich gefärbten Gesteine der oberen Lebacherschichten stechen scharf von den grauen, liegenden Schiefen der unteren Lebacherschichten ab.

Es sind in der Hauptsache grobbankige, meist rötlichgraue bis weisse, seltener gelbliche oder grünliche, oft gestreifte, mittel- bis grobkörnige, feldspatführende Sandsteine, die häufig in konglomeratische Lager übergehen; ferner schwärzliche und rote Schiefer- tone und Schiefer.

Zahlreiche in dieser Stufe angelegte Steinbrüche (westlich und nördlich Rummelsbusch, an der Ruth, nördlich Rathweiler und bei Niederalben) gewähren vorzügliche Aufschlüsse über die Beschaffenheit der Schichten; in demjenigen östlich der Ruth lässt sich beispielsweise von unten nach oben folgende Schichtserie beobachten (siehe Textfigur 5):

1. Schwärzliche Schiefer,
2. 20 m grobbankige, rötliche und grünlichgraue, teils konglomeratische Sandsteine mit dünnen, zwischen die Bänke eingeschalteten Lagen eines schwarzen Schiefers,
3. 4 m schwarze Schiefer mit harten, grauen Sandsteinen (den sogenannten „Eisgallen“ der Steinbrecher),
4. gelbliche, plattige Sandsteine.



Steinbruch östl. der Ruth.

Zweiter Teil.

Tektonik.

I. Tektonik der Eruptivmassen.

In der Literatur wurden die verschiedenartigsten Anschauungen über die Lagerung der porphyrischen und sogenannten melaphyrischen Massen des Saar-Nahegebietes geäußert. Daher mögen zu Beginn dieses Kapitels kurz die wichtigsten Ansichten anderer Forscher mitgeteilt werden.

E. WEISS und H. LASPEYRES vertreten den Standpunkt, dass weitaus die Mehrzahl der Porphy- und Melaphyrlager des Saar-Nahegebietes als Intrusivmassen anzusehen seien. Schon im Jahre 1867 schreiben sie, dass die in älteren Schichten als dem Oberrotliegenden auftretenden Eruptivgesteine des Gebietes „zahlreiche,

oft recht ausgedehnte und mächtige intrusive Lager, Gänge oder stockartige Massen bilden.“¹⁾

LASPEYRES hat dann später in seiner Abhandlung über Kreuznach und Dürkheim²⁾ gezeigt, dass der Porphyry von Kreuznach als ein stockartiges Lager anzusehen sei und dass die Melaphyre des Gebietes in der Form von Intrusivlagern auftreten. Ausserdem hat derselbe Forscher in einer anderen Abhandlung die Porphyre des Saar-Nahegebietes als Intrusivmassen bezeichnet.³⁾

WEISS seinerseits hat ebenfalls später neuerdings die Intrusivnatur der Melaphyrlager des Saar-Nahegebietes nachdrücklich hervorgehoben.⁴⁾

Auch K. A. LOSSEN tritt für die intrusive Natur sowohl der Quarzporphyry- als der Melaphyrmassen des Saar-Nahegebietes ein: er betont, dass die Quarzporphyrymassive des Gebietes als an Ort und Stelle von unten eingedrungene Stöcke anzusehen seien, nicht aber, wie LERSIUS will, als effusive Decken.⁵⁾

In einer anderen Abhandlung tritt er LERSIUS auch darin entgegen, dass er die intrusive Natur der Melaphyrlager betont.⁶⁾

In neuester Zeit hat sich auch OTTO M. REIS für die intrusive Natur der meisten Eruptivmassen des Gebietes ausgesprochen. So fasst er z. B. die Porphyrmassen des Königsberges und angrenzender Gebiete als Lagergänge auf.⁷⁾

R. LERSIUS vertritt in der Beurteilung dieser Fragen ganz andere Ansichten als die genannten Forscher. Für ihn ist die Intrusivnatur der Mehrzahl der Melaphyr- und Porphyrlager des Saar-Nahegebietes zum mindesten zweifelhaft, und er zeigt sich sogar geneigt, die meisten Melaphyr- und Porphyrmassen des Gebietes zu den effusiven Strömen zu rechnen.⁸⁾ Er denkt sich dieselben also gleichzeitig mit den umlagernden sedimentären Schichten entstanden. Was speziell die Lagerung der grossen Quarzporphyrmassen im Saar-Nahegebiet betrifft, so erklärt LERSIUS dieselbe als noch nicht hinreichend aufgeklärt.⁹⁾ Er schreibt dann über diese Frage wörtlich folgendes:

„Da am Königs- und Hermannsberge die Ottweilerschichten von den Porphyrostöcken abfallen, so wäre es möglich, dass die Quarzporphyre im Saar-Nahegebiete ursprünglich effusive Decken im oberen Kohlengebirge (Ottweilerstufe) gebildet hätten.“

¹⁾ E. WEISS und H. LASPEYRES, Geognostische Übersichtskarte l. c., Begleitworte S. 16.

²⁾ H. LASPEYRES, Kreuznach und Dürkheim I. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft XIX S. 803—922 1867; II. ibid. XX S. 153—204 1868, vergleiche besonders I S. 832 und 853.

³⁾ H. LASPEYRES, Die kristallinen Gesteine des Saar-Nahegebietes. Neues Jahrbuch für Mineralogie 1872, S. 619.

⁴⁾ E. WEISS, Geologische Mitteilungen über das Saar-Nahegebiet, ibid. S. 862.

⁵⁾ K. A. LOSSEN, Über Quarzporphyrgänge an der unteren Nahe und über das räumliche Verhalten der Eruptivgesteine des Saar-Nahegebietes zum Schichtenaufbau. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, Bd. 43, S. 535, vgl. S. 542. 1891.

⁶⁾ K. A. LOSSEN, Vergleichende Studien über die Gesteine des Spiemonts und des Bosenbergs bei St. Wendel und verwandte benachbarte Eruptivtypen. Jahrbuch der Kgl. preussischen geologischen Landesanstalt S. 258, 1889, vgl. S. 319, Anmerkung 1.

⁷⁾ OTTO M. REIS, Erläuterungen l. c. S. 131.

⁸⁾ R. LERSIUS, Geologie von Deutschland, Erster Teil, Stuttgart 1887—1892, S. 290, vgl. auch S. 290, Anmerkung 1.

⁹⁾ R. LERSIUS, l. c. S. 235—240.

Nach LEPSIUS würde besonders die Quarzporphyrmasse von Kreuznach als effusive Decke anzusehen sein.¹⁾

Schliesslich sei hier noch erwähnt, dass auch A. LEPLA, der für die intrusive Natur vieler Melaphyrlager des Gebietes eingetreten ist, die Porphyrmassen im Gegenteil für effusiv zu halten scheint. Wenigstens scheint mir dies aus folgendem Passus hervorzugehen²⁾: „Da, wo sich eine Reihe von Spalten kreuzte und vereinigte, bemerken wir das Hervorbrechen von sehr kieselsäurereichem Magma, das in mächtigen Kuppen an die Oberfläche der in ihrer Lagerung gestörten Schichten gelangte und über sie auch, aber in untergeordnetem Massstabe sich verbreitete.“ „Diese an der Oberfläche gebildeten Felsitporphyberge etc. . . .“

1. Die Lagerung der Quarzporphyre.

Die durch Herrn Prof. Dr. ERNST DULL gütigst durchgeführte mikroskopisch-petrographische Untersuchung der porphyrischen Gesteine unseres Gebietes hat, wie im dritten Teil vorliegender Arbeit ausführlich gezeigt werden soll, ergeben, dass zwei verschiedene Quarzporphyrtypen vorliegen.

Die Gesteine des einen Typus sind als Felsitporphyre im Sinne TSCHERMAKS zu bezeichnen, diejenigen des zweiten dagegen als Quarzporphyre mit Hinneigung zum Porphyritcharakter.

Dieser petrographischen Verschiedenheit entspricht auch eine Verschiedenheit der Lagerung. Während nämlich die Felsitporphyre am Königsberg und Hermannsberg zwei grössere Massen bilden, treten die Porphyre mit Porphyritcharakter in mehr schmalen, lagerartigen und gangförmigen Massen westlich vom Hermannsberg (Beilstein, Bruderwald, südwestlich Elzweiler, Bistrichwald) auf.

Obwohl, wie wir noch zeigen werden, die lager- und gangartigen Vorkommnisse sicherlich bloss von den beiden Hauptmassen ausgehende Apophysen darstellen und also geologisch eng mit diesen verknüpft erscheinen, wollen wir zunächst bloss die grösseren Quarzporphyrmassen ins Auge fassen. Wie bereits gesagt, treten in unserem Gebiet zwei solche grössere Quarzporphyrmassen auf: eine rundliche Masse bildet den Kern des Königsberges, eine zweite kleinere, halbmondförmige tritt dagegen im Kern des Hermannsberges zutage.

Wie im nachfolgenden Abschnitt über die Tektonik der Sedimente ausführlich dargetan werden soll, bilden die beiden Porphyrmassen des Königsberges und Hermannsberges den Kern zweier mächtiger Schichtenkuppeln, welche wir als die Schichtenkuppeln des Königsberges und Hermannsberges bezeichnen können. Sie werden in beiden Kuppeln rings umlagert von den mantelförmig sie umschliessenden Potzbergsschichten (mittlere Ottweilerschichten), welche allseitig von den Porphyrkernen nach aussen abfallen und am Hermannsberg sich ausserdem teilweise noch über diesen Kern hinüberwölben. Die Potzbergsschichten der beiden Kuppeln werden dann nach aussen sukzessive von immer jüngeren Gesteinszonen mantelförmig umhüllt, zunächst von den Breitenbacherschichten und dann nach aussen von den drei Zonen der Untercuselerschichten. Ganz besonders soll aber hier

¹⁾ R. LEPSIUS, Die erste Quarzporphyr-Effusivdecke im Saar-Nahegebiet nachgewiesen. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft Bd. 43, S. 738, 1891.

²⁾ A. LEPLA, Über Störungserscheinungen und -Epochen in der Geschichte des Saar-Nahegebietes. Verhandlungen des naturhistorischen Vereins der preussischen Rheinlande. 52. Jahrgang. 1895, S. 2. Weitere Schriften LEPLAS werden unten zitiert werden.

(vgl. III. Teil, Schliffe 1 und 2) als stark kontaktmetamorph verändert erwiesen haben. Darüber folgt alsdann ein dunkelgrüner, toniger Sandstein, welcher nach den Untersuchungen Dr. DÜLLS (vgl. III. Teil, Schliff 3) ebenfalls kontaktmetamorph verändert erscheint und kleine Körner neugebildeten Turmalins enthält. Wir beobachten also am Südfuss der neuen Burg Wolfstein kontaktmetamorph veränderte Gesteine im Dache des Porphyrs und sehen, dass die Schichtung dieser Gesteine mit der Porphyrgrenze vollkommene Parallelität aufweist.

Gegen Westen hin folgt, westlich der Burg, zunächst eine ca. 50 m mächtige Quarzporphyrzone, und dann lässt sich längs der beiden bereits erwähnten Wege beobachten, dass der Quarzporphyr auf den Sandsteinen und Konglomeraten der Potzbergstufe liegt. Die Auflagerungsfläche ist aber nicht eben, sondern sehr unregelmässig wellig, und man versteht so, dass v. DECHEN (l. c.) von: „einem gleichsam verzahnten Eingreifen des Porphyrs in die Schichten des Kohlengebirges“ reden konnte.

Sehen wir uns nun diese Auflagerung der Potzbergsschichten auf dem Porphyr von Ost nach West etwas näher an, so beobachten wir zunächst zwischen dem Porphyr eine schmale, etwa 1 m mächtige Einlagerung eines grünlichen, schiefrig-tonigen Gesteins, welches kontaktmetamorph verändert erscheint (siehe III. Teil, Schliff 4).

Dann treten gegen Westen hin die Potzbergsschichten, vorherrschend Sandsteine, an der Basis des Porphyrs im Zusammenhang zutage; sie sind längs des unteren Weges aufgeschlossen und werden im Hahneberg'schen Steinbruche ausgebeutet. Der Porphyr aber dringt von oben her dreimal zahnartig in diese Potzbergsschichten ein, und daher beobachtet man am oberen Weg einen mehrfachen Wechsel von Porphyr und Sandstein.

Das erste, östlichste Eingreifen des Porphyrs beobachtet man in schönster Weise an der nach dem Hahneberg'schen Steinbruche führenden Strasse, etwas westlich von dem Punkte, wo von dieser Strasse der schon mehrfach genannte obere Weg abzweigt. Man sieht dort, wie der Porphyr beckenförmig in die liegenden Sandsteine und Konglomerate der Potzbergsschichten eingreift. Schon makroskopisch fallen diese Sedimente durch ihre eigentümlich grünliche Färbung sehr auf, und in der Tat liessen sich auch mikroskopisch Merkmale nachweisen die es wahrscheinlich machen, dass dieselben kontaktmetamorph verändert sind (siehe Schliffe 5 und 6, III. Teil). Dasselbe ist auch an der Westgrenze dieses östlichsten Porphyrzahnes der Fall, wo ebenfalls stark veränderte Quarzsandsteine auftreten, welche nach Dr. DÜLLS mehrfache Anzeichen von Kontaktmetamorphose erkennen lassen (vgl. III. Teil, Schliff 7).

Wir folgen nun dem oberen Weg und sehen, wie der Porphyr gegen Westen hin noch zweimal zahnartig in die liegenden Sandsteine der Potzbergsschichten eingreift und wie auch hier am Kontakt mehrfach stark veränderte Sandsteine auftreten (vgl. III. Teil, Schliffe 8 und 9).

Aus den beschriebenen Aufschlüssen bei Wolfstein geht hervor, dass der Porphyr westlich der neuen Burg auf dem Potzbergssandstein aufruht und diesen kontaktmetamorph verändert hat, dass derselbe aber andererseits am Fusse der neuen Burg von konkordant mit seiner oberen Grenzfläche einfallenden, ebenfalls kontaktmetamorph veränderten Potzbergsschichten überdeckt wird.

Es liegt also ein wenig mächtiges, zungenartig in die Potzbergsschichten vorspringendes Quarzporphyr-Intrusivlager vor; sein Zusammenhang mit der Königs-

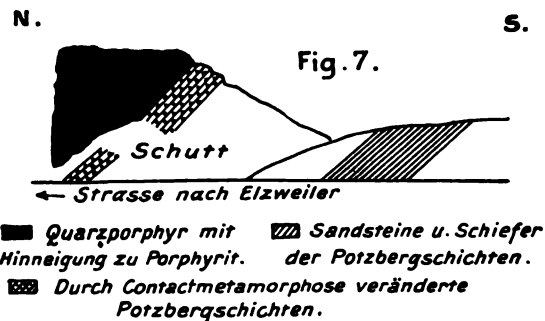
berger Porphyrmasse ist zwar durch die Erosion zerstört worden, doch kann kein Zweifel darüber bestehen, dass dasselbe ursprünglich mit dieser Masse zusammenhing und mithin eine vom Dache derselben ausgehende lagerartige Apophyse darstellt (vgl. Profil I der Profiltafel).

Ausser an der eben beschriebenen Stelle bei Wolfstein kann leider der Kontakt zwischen den beiden grösseren Porphyrmassen unseres Gebietes und den umliegenden Potzbergschichten nirgends klar beobachtet werden, da überall gewaltige Schuttmassen oder die Vegetationsdecke die Aufschlüsse verhüllen. Es ist hier aber noch ein Punkt zu erwähnen, der für das Verständnis der Lagerung der beiden grossen Porphyrmassen sehr wichtig ist. Am Hermannsberg beobachtet man nämlich, dass die Sandsteine und Konglomerate der Potzbergstufe als Dach die Porphyrmasse teilweise überwölben (siehe Profil V und I der Profiltafel). Dies ist namentlich in der Gipfelregion des Hermannsberges der Fall, wo man im Dach des Porphyrs allenthalben Blöcke von Potzbergsandsteinen und Konglomeraten antrifft. Das Anstehende ist allerdings in dieser waldigen Gegend nirgends schön aufgeschlossen.

Wir wenden uns nun der Lagerung des zu Beginn dieses Kapitels bereits erwähnten zweiten Porphyrtypus zu. Dieser Typus lässt sich, wie wir sahen, bezeichnen als Quarzporphyr mit Hinneigung zum Porphyritcharakter.

Zum Unterschied von den grossen Porphyrmassen des Königs- und Hermannsberges tritt dieser Typus in der Form schmaler Lager und Gänge auf. Das grösste dieser Lager, das wir am besten Beilsteiner Lager nennen können, zieht sich am Westabhang des Hermannsberges hin; vom Kaltsbach kann man dasselbe nordwärts über Pfarrwiese, Boilstein, Büchenkopf bis zur Horsthöhe verfolgen, wo es durch eine Verwerfung abgeschnitten wird. Nördlich dieser Verwerfung tritt dann, südwestlich von Elzweiler, eine isolierte Porphyrmasse auf, welche ich als die durch die erwähnte Bruchlinie abgetrennte nördliche Fortsetzung des Beilsteiner Lagers ansehe.

Das Beilsteiner Porphyrlager liegt zwischen den westlich bis südwestlich fallenden Potzbergsandsteinen und zwar ist dasselbe, wie wir an dem Porphyr von Elzweiler zeigen werden, anscheinend konkordant diesen Schichten eingelagert. Da nun die Potzbergschichten am Ostrande, also an der Basis des Lagers, durchwegs schwächer (mit 35—40°) einfallen als diejenigen am Westrande, also im Dach



desselben, welche ein Einfallen von wenigstens 60° aufweisen, so kann — vorausgesetzt — daraus geschlossen werden, dass das Lager sich nach unten verschmälern und schliesslich ganz auskeilen muss (vgl. Profil I und VII Profiltafel).

Bei Elzweiler sieht man nun an dem isolierten Porphyrvorkommen, welches ich als nördliche Fort-

setzung des Beilsteiner Lagers ansehe, dass der Porphyr konkordant auf den Potzbergschichten liegt.

Wie Textfigur 7 zeigt, stehen dort an der durch das Elzweilertal führenden Strasse graue Sandsteine und Schiefer an, welche mit 40° nach Norden einfallen

und ihrem petrographischen Habitus nach der Potzbergstufe anzugehören scheinen. Über diesen Schichten folgt zunächst Schutt, und dann beobachtet man im direkten Liegenden des Porphyrs eigentümlich veränderte Sedimente. Es sind vorherrschend grünliche, stark glimmerhaltige, schiefrige Sandsteine, die sich auch unter dem Mikroskop als kontaktmetamorph verändert erweisen (vgl. III. Teil, Schliff 10). Die untere Grenze des Porphyrs fällt mit 45° nach Norden und ist also der Schichtung der liegenden Potzberg-schichten parallel.

Ähnlich der Lagerung des Beilsteiner Porphyrs ist diejenige des Porphyrs im Bruderwald, westlich vom Beilstein. Auch hier tritt der Porphyr als schmale, lagerartig den Sedimenten eingelagerte Masse auf, doch ist er hier der mittleren grauen Zone der Untercuselerschichten eingeschaltet. Dass die beiden lagerartigen Porphyrvorkommnisse des Beilsteins und Bruderwaldes höchst wahrscheinlich als Intrusivlager aufzufassen sind, wird unten gezeigt werden. Allerdings ist es nicht möglich, direkte Beweise für die intrusive Natur dieser Lager anzuführen, da leider kontaktmetamorph veränderte Sedimente im Dache der Lager nicht beobachtet werden konnten.

Die bisher beschriebenen Porphyrvorkommnisse treten im Gebiet der Königsberger und Hermannsberger Schichtenkuppel auf; sehr interessant ist es nun, dass

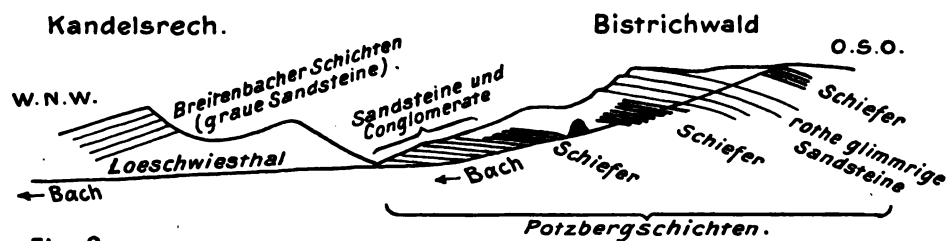


Fig. 8.

■ Quarzporphyr mit Hinneigung zu Quarzporphyrit.

auch im Bereich der Potzbergerkuppel, und zwar im Kern des nördlichsten Ausläufers des Potzberggewölbes, Quarzporphyr zutage tritt. Diesen Porphyr treffen wir im Bistrichwald. Wie Textfigur 8 zeigt, durchbricht er als gangartiges Gebilde die nur schwach nach Ost-südost einfallenden Schiefer der Potzberg-schichten. Wahrscheinlich ist der Porphyr des Bistrichwaldes als gangartiger Ausläufer einer grösseren in der Tiefe liegenden Porphyrmasse anzusehen. Ich halte es daher für sehr wohl möglich, dass auch im Kern der Potzberger Schichtenkuppel eine grössere Quarzporphyrmasse vorhanden ist, welche indessen tiefer liegt als die andern grossen Porphyrmassen des Gebietes und daher von der Erosion noch nicht entblösst werden konnte.

Nachdem wir die Lagerung der Quarzporphyrmassen unseres Gebietes im einzelnen untersucht haben, wollen wir versuchen, der Frage nach der geologischen Natur dieser Massen näher zu treten. Es handelt sich in erster Linie darum, zu entscheiden, ob effusive oder intrusive Massen vorliegen.

Zur Beantwortung dieser Frage eignet sich am besten das Königsberger Porphyrmassiv. In der Tat fällt es nicht schwer an demselben folgende Gesichtspunkte zu gewinnen, die alle für die intrusive Natur der Porphyrmasse sprechen:

1. In den die Porphyrmasse begrenzenden und bedeckenden klastischen Gesteinen der Potzbergstufe findet sich keine Spur von Geröllen dieses Porphyrs.

Die Konglomeratlager, die teilweise in unmittelbarer Nähe des Porphyrs auftreten, bestehen vielmehr fast ausschliesslich aus Quarz- und Quarzitzeröllen.

2. Vom Dache der Porphyrmasse geht bei der neuen Burg Wolfstein eine lagerartige Apophyse aus (vgl. Textfigur 6).

3. Im Liegenden und Hangenden dieser Apophyse sind die Potzbergsschichten kontaktmetamorph verändert.

Wenn es somit keinem Zweifel unterliegen kann, dass die Königsberger Porphyrmasse eine Intrusivmasse ist, so ist dies auch mit grösster Wahrscheinlichkeit von der Hermannsberger Porphyrmasse anzunehmen. Diese Masse besteht nämlich aus demselben Gestein und zeigt eine durchaus ähnliche Lagerung, indem sie ebenfalls im Kern einer mächtigen Schichtenkuppel auftritt und den Potzbergsschichten eingelagert ist. Im Dache dieser Masse treten die lagerartigen Porphyrzüge des Beilsteins und Bruderwaldes auf; da dieselben wohl ohne Zweifel mit der Hauptporphyrmasse ursprünglich zusammenhängen, dürfen wir annehmen, dass sie, analog der Wolfsteiner Apophyse, als apophysenartige, vom Dache der Hermannsberger Porphyrmasse ausgehende Intrusivlager aufzufassen sind.

Nachdem wir über die intrusive Natur der Porphyrmassen unseres Gebietes im klaren sind, erhebt sich nun die Frage, ob stockartige oder laccolithische

Fig. 9.



Idealer Durchschnitt eines Laccolithen.
(nach Gilbert)

Bildungen vorliegen. Bekanntlich werden als Stöcke unregelmässige Intrusivmassen bezeichnet, welche die Schichten quer durchsetzen, daher von den verschiedenartigsten Schichten begrenzt werden können, und deren Grenzfläche keine Parallelität mit der Schichtung der umliegenden Sedimente zeigt.

Laccolithen sind hingegen mehr lagerartige Intrusivmassen, welche sich, ähnlich einem Intrusivlager, zwischen einem bestimmten stratigraphischen Horizont ausgebreitet haben, sich aber durch ihre bedeutende Dicke und durch ihre mehr kuppige Gestalt von den dünneren Intrusivlagern unterscheiden. Ihre Grenzflächen laufen der Schichtung der umliegenden Sedimente parallel. Bei ihrer Intrusion haben die Laccolithen die über ihnen liegenden Sedimente kuppelartig emporgewölbt, diese fallen daher allseitig vom Zentrum nach aussen ab, und die einzelnen emporgewölbten Schichten umhüllen einander mantelförmig. Vom Dache der Laccolithen gehen sehr häufig Intrusivlager und Gänge aus.¹⁾

Wenn wir nun mit Textfigur 9, welche einen idealen Durchschnitt eines Laccolithen nach GILBERT darstellt, den schematischen Durchschnitt unserer Quarzporphyrmassen in Textfigur 10 vergleichen, so fällt sofort die frappante Ähnlichkeit beider in die Augen.

Für die laccolithische Natur unserer Porphyrmassen sprechen in der Tat folgende Punkte:

¹⁾ Vgl. G. K. GILBERT, Report on the Geology of the Henry mountains. A. Monograph of the U. S. geogr. and geol. Survey of the Rocky mountain region. J. W. POWELL in charge. Washington 1877. WHITMAN CROSS, The Laccolithic mountain groups of Colorado, Utah and Arizona. Fourteenth annual Report of the U. S. geological Survey 1892—1893, part. II. Washington 1894, p. 165.

1. Die grösseren, domförmigen Porphyrmassen unseres Gebietes sind lagerartig einem und demselben stratigraphischen Niveau, den Potzbergsschichten, eingeschaltet. Sie werden von diesen Schichten allseitig begrenzt und auch teilweise (Hermannsberg) überdacht.

2. Die Sedimente bilden über den beiden Hauptporphyrmassen unseres Gebietes zwei mächtige Schichtenkuppeln, deren Schichten domförmig vom Zentrum nach aussen allseitig abfallen und sich gegenseitig mantelförmig umhüllen.

3. Vom Dache der grossen Porphyrmassen gehen mehrere Intrusivlager aus (Beilstein, Bruderwald, Wolfsteiner Apophyse).

4. Parallelität der Porphyrgrenze und der Schichtung der umliegenden Sedimente kann wenigstens an den Apophysen mehrfach beobachtet werden (vgl. Textfigur 6 und 7); der Kontakt zwischen den Hauptporphyrmassen und den umliegenden Sedimenten ist dagegen leider nirgends so entblösst, dass man feststellen könnte, ob auch hier Parallelität vorliegt.

Die Unterlage der Hauptporphyrmassen unseres Gebietes ist nirgends aufgeschlossen; daher kann auch nicht beobachtet werden, ob die Intrusivmassen eine



Fig. 10. Idealprofil des Untersuchungsgebietes.

Maassstab 1: 100 000.

flache Unterseite besitzen und sich unten stark verschmälern, wie dies von den amerikanischen Laccolithen angegeben zu werden pflegt.

Obwohl also einige Punkte wegen mangelhafter Aufschlüsse in unserem Gebiet nicht völlig geklärt werden können, dürfen wir jedenfalls doch, gestützt auf die oben erwähnten Beobachtungen, annehmen, dass die grossen Quarzporphyrmassen unseres Gebietes Laccolithen sind.¹⁾

Sehr interessant sind die Beziehungen zwischen der petrographischen Natur der Quarzporphyre und ihrer Lagerung. Während nämlich die tiefergelegenen Hauptmassen der Laccolithe am Königsberg und Hermannsberg aus Felsitporphyr (Typus I unserer Quarzporphyre) bestehen, gehören die Gesteine der im Dache der Laccolithen in höherem Niveau auftretenden schmalen Intrusivlager und Gänge (Beilstein, Bruderwald, Elzweiler, Bistrichwald) zum zweiten Typus unserer Quarzporphyre, den Quarzporphyren mit Hinneigung zum Porphyritcharakter (vgl. Textfiguren 7—10).

¹⁾ Die abweichende Ansicht von Otto M. REIS (Erläuterungen l. c. S. 131), wonach die Königsberger Porphyrmasse als Intrusivlager anzusehen wäre, ist schon wegen der Dicke und domförmig aufgetriebenen Gestalt derselben nicht annehmbar. Wir werden unten noch hierauf zurückkommen (vgl. Schluss des Abschnitts: Tektonische Schlussfolgerungen).

2. Die Lagerung der Cuselite und Melaphyre.

Die im dritten Teil vorliegender Arbeit niedergelegten mikroskopisch-petrographischen Untersuchungen von Professor Dr. E. D'LL haben ergeben, dass die früher unter dem Namen „Melaphyre“ zusammengefassten Gesteine unseres Gebietes (natürlich abgesehen vom Grenzmelaphyr) fast sämtlich als Cuselite bezeichnet werden müssen. Innerhalb des Cuselitypus lassen sich nach Struktur und mineralogischer Zusammensetzung wiederum untergeordnete Gruppen unterscheiden, unter denen besonders eine Gruppe wichtig ist, da sie sich auch im geologischen Auftreten von den übrigen Cuseliten unterscheidet. Es ist das die Gruppe der Cuselite mit gabbroider Diabasstruktur, Tiefengesteinsformen, welche die grossen stockartigen Massen des Potschberges und Kiefernkopfes zusammensetzen.

Die übrigen Cuselite bilden mehr kleinere Massen, teils lagerartige, teils gangförmige, welche die Schichtensysteme unseres Gebietes in grosser Zahl durchsetzen.

Ein basaltischer Melaphyr tritt in Form eines schmalen Ganges nur in der Gegend östlich von Ulmet auf.

Es ist natürlich nicht möglich, im folgenden die Lagerung aller Cuselit- und Melaphyrvorkommnisse des Gebietes näher zu betrachten, wir müssen uns vielmehr damit begnügen, diejenigen herauszugreifen, deren Lagerung dank ausreichender Aufschlüsse näher untersucht werden konnte. Wir werden aus dieser Betrachtung die Überzeugung gewinnen, dass in allen Fällen, in denen etwas sicheres über die Lagerung der Cuselite und Melaphyre in Erfahrung gebracht werden kann, die intrusive Natur dieser Massen erwiesen werden kann, dass dagegen in keinem näher untersuchten Falle effusive Massen vorliegen.

Die Verhältnisse unseres Untersuchungsgebietes bestätigen demnach die alten bereits in der Einleitung des vorliegenden Abschnittes erwähnten Anschauungen von WEISS und LASPEYRES und zeigen, dass die Ansichten von LEPSIUS wenigstens für unser Untersuchungsgebiet nicht aufrecht erhalten werden können (vgl. oben S. 20).

a) Die stockartigen Cuselitmassen am Kiefernkopf und Potschberg.

Die beiden grössten Cuselitmassen unseres Gebietes treten im Kern der Schichtenkuppeln des Hermannsberges und Potschberges auf. In der Hermannsberger Schichtenkuppel nimmt die Cuselitmasse des Kiefernkopfes zusammen mit der Quarzporphyrmasse des Hermanns- und Bornberges den Kern der Kuppel ein, am Potschberg dagegen bildet die Cuselitmasse allein den Kern der kleineren und unregelmässigeren Schichtenkuppel.

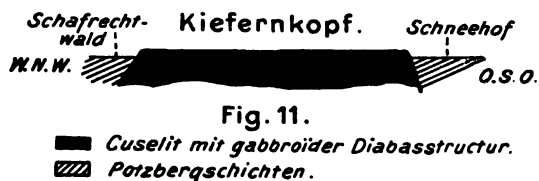
Die Cuselitmassen des Kiefernkopfes und Potschberges unterscheiden sich von den übrigen Cuselitmassen unseres Gebietes nicht nur durch ihre beträchtliche Grösse, sondern auch durch ihre Struktur. Es sind nämlich Cuselite mit gabbroider Diabasstruktur, welche einen Tiefengesteinshabitus zeigen und als Tiefengesteinsformen von Augitporphyriten angesehen werden können (vgl. unten III. Teil, Beschreibung dieser Gesteine).

Schon die Gesteinsstruktur deutet also darauf hin, dass wahrscheinlich Intrusivmassen vorliegen, und in der Tat wird dies auch durch die geologische Untersuchung bestätigt. Man beobachtet nämlich im Süden der Potschberger Cuselitmasse, östlich von Jettenbach, eine Zone kontaktmetamorph veränderter Sedimente (Sandsteine, Konglomerate, Tonschiefer), welche wahrscheinlich als ver-

änderte Gesteine der Breitenbacherschichten anzusehen sind (vgl. III. Teil, Schliffe 11 und 12).

Wenn aus dem Auftreten kontaktmetamorph veränderter Sedimente am Südrand der Potschberger Cuselitmasse geschlossen werden kann, dass am Potschberg und Kiefernkopf Cuselitintrusivmassen vorliegen, so erhebt sich nun die Frage nach der speziellen Natur dieser Intrusivmassen.

Textfigur 11, welche einen Durchschnitt durch die Cuselitmasse des Kiefernkopfes darstellt, zeigt, dass die Potzbergsandsteine an der Cuselitmasse abstossen, indem sie am Schneeweiderhof, unmittelbar östlich der Cuselitmasse, nach Westen einfallen, am Schafrechtwald, am Westrande der Cuselitmasse, dagegen mit etwa 10° nach SSO. einfallen. Ein solches Abstossen der umliegenden Schichten an der Cuselitmasse spricht für die stockartige Natur derselben.



Während die Cuselitmasse des Kiefernkopfes im Westen, Süden und Osten von Potzbergschichten umgeben ist, im Norden dagegen an den Quarzporphyr des Hermannsberges angrenzt, ist die Umrahmung der Potschberger Cuselitmasse mannigfaltiger.

Die Sedimente fallen am Potschberg allseitig vom Cuselitkern nach aussen; während man aber im Norden der Cuselitmasse Potzbergschichten antrifft, treten am Südrand derselben, zum Teil am Cuselitkontakt veränderte Breitenbacherschichten auf und im Westen, am Ufer des Jettenbaches, nördlich der Hobelhöhe, stösst der Cuselit sogar an die mittlere graue Zone der unteren Cuselerschichten.

Sehr verschiedenartige Sedimente begrenzen also die Cuselitmasse des Potschberges, und diese Tatsache spricht abermals für die stockartige Natur der Masse, da, wie man weiss, Stöcke die Schichten zu durchsetzen und daher mit ganz verschiedenen stratigraphischen Niveaus in Kontakt zu treten pflegen.

Man könnte allerdings einwenden,¹⁾ dass Stöcke in der Regel die ältesten Schichten in der Tiefe durchsetzen, nach oben hin dagegen immer jüngere, und dass daher der Kontakt zwischen dem Cuselit und den in demselben Niveau, wie die Potzbergschichten am Nordabhang des Potschberges gelegenen Untercuselerschichten ein anormaler sein könnte. Diese jüngeren Sedimente müssten in diesem Falle infolge von Einsenkungen an Bruchlinien, die älter oder jünger als der Cuselit sein könnten, in ein tieferes Niveau gelangt sein. Diese Einwände scheinen mir kaum stichhaltig, sobald man sich vergegenwärtigt, dass nach unserer Ansicht die Quarzporphyr-Laccolithen des Untersuchungsgebietes gleichzeitig mit der Bildung der sie umhüllenden Schichtenkuppeln injiziert worden sein müssen, da sie sehr wahrscheinlich aktiv bei der Bildung dieser Kuppeln mitgewirkt haben (vgl. unten: Tektonische Schlussfolgerungen). Ich glaube nun, dass auch die grossen Cuselitmassen des Kiefernkopfes und Potschberges, welche ja ebenfalls im Kern zweier Schichtenkuppeln auftreten, bei der Bildung dieser aktiv beteiligt waren. Wenn wir uns aber demgemäss vorstellen, dass die Cuselitmasse des Potschberges in eine sich emporwölbende Schichtenkuppel, nicht aber in horizontale Straten eintrat, so verstehen wir leicht, dass sie nicht nur nach oben hin, sondern auch seitlich

¹⁾ Dieser Einwand wurde mir bei einer mündlichen Besprechung von Dr. Otto M. REIS gemacht.

Wenn wir so sehen, dass das Intrusivlager des Remigiusberges am Nordende dieses Berges nicht sein Ende findet, sondern noch weit nach Nordosten sich fortsetzt, können wir jetzt auch klarer als LEPLA beobachten, wie dieses Intrusivlager vom Remigiusberg gegen Süden und besonders gegen Nordosten hin die Schichten schräg durchsetzt und in immer höhere stratigraphische Niveaus eintritt. Textfigur 12 zeigt, wie das Cuselitlager im mittleren Teil des Remigiusberges den Breitenbacherschichten ziemlich konform eingelagert ist, wie es dagegen gegen Süden, nach Haschbach hin, in die untere rote Zone der Untercuselerschichten eintritt und wie es gegen Nordosten hin, am Rammelskopf und Dümpfelwald, zunächst die untere rote Zone der Untercuselerschichten schräg durchsetzt, um schon in der Gegend von Altenglan in die mittlere graue Zone der Untercuselerschichten einzutreten. Jenseits des Glantales, am Hirschfeld und Sulzkopf, bleibt das Intrusivlager alsdann ziemlich gleichförmig der mittleren Untercuselerzone mit dem Hauptkalklager eingeschaltet.

Schon GÜMBEL¹⁾ hat die Cuselitmasse des Remigiusberges als Lagergang aufgefasst, indem er sich hauptsächlich auf die Kontaktveränderungen berief, welche bei der Rammelsbacher Mühle im Dache des Cuselitlagers beobachtet werden können. Nach ihm finden sich dort „über einer 5 m hohen »Melaphyrwand«, gleichförmig aufgelagert, erst eine 0,15 m dicke in Porzellanjaspis veränderte Schiefer-tonlage darüber 0,1 m eine veränderte Kalkschicht, dann eine zweite helle Porzellanjaspis-lage 0,3 m und als Decke ein scheinbar vollständig unveränderter Sandstein“.

Dieselbe Stelle und noch einige andere Punkte, an denen er auf Grund makroskopischer Befunde Kontaktmetamorphosen der Sedimente im Dache des Cuselites vermutet, erwähnt LEPLA.²⁾ Bei unseren eigenen Untersuchungen konnten einige weitere Punkte aufgefunden werden, wo im Dache des Cuselitintrusivlagers Remigiusberg-Hirschfeld-Sulzkopf unzweifelhaft kontaktmetamorph veränderte Sedimente beobachtet werden können.

Am Kamm des Remigiusberges bei Hundspet und am Westfuss des Rammelskopf, beim Orte Rammelsbach, treten direkt im Dache des Cuselitintrusivlagers schon makroskopisch sehr eigentümlich aussehende, veränderte Sandsteine und Tonschiefer der Breitenbacherschichten auf. Nach Dr. DÜLLS eingehenden petrographischen Untersuchungen zeigen sich an diesen Gesteinen auch mikroskopisch deutliche Anzeichen von Kontaktmetamorphose (vgl. III. Teil, Schliffe 13 und 14).

Auch in den Steinbrüchen am Westfuss des Hirschfeld lassen sich im Dache des Cuselitlagers kontaktmetamorph veränderte Sedimente nachweisen. Wie Textfigur 13, die unter Mitbenützung mir von Dr. A. LEPLA gütigst zur Verfügung gestellter Notizen entworfen wurde, zeigt, ist das Cuselitintrusivlager hier zwischen graue Schiefer und Kalke der mittleren grauen Zone der Unteren Cuselerschichten

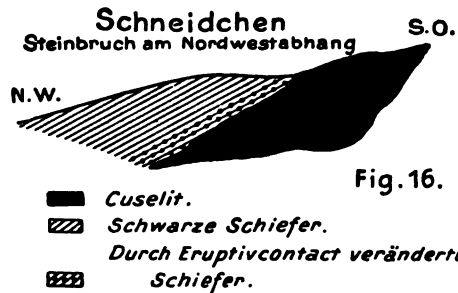


¹⁾ v. GÜMBEL, Geologie von Bayern II. I. c. S. 959.

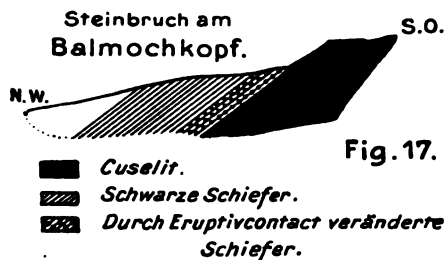
²⁾ A. LEPLA, Der Remigiusberg etc. I. c. S. 105.

A. LEPLA, Über die Lagerungsform etc. I. c. S. 135.

Nordwestabhang des Schneidchen, südöstlich oberhalb der Drumm-Mühle bei Erdesbach in Betracht ziehen. Dort beobachten wir — vgl. Textfigur 16 — im Dache des Cuselitlagers schwarze Schiefer der oberen Cuselerschichten, welche mit etwa 20° nach Nordwesten einfallen. Nach Dr. DÜLLS Untersuchungen sind diese Schiefer kontaktmetamorph verändert (vgl. III. Teil, Schliffe 20, 21).



Die mächtige, lagerartige Cuselitplatte des Balmochkopf, welche den mit etwa 30° nach Nordwesten einfallenden schwarzen Schiefen der oberen Cuselerschichten ziemlich konform eingeschaltet ist, kann wohl als nordöstliche Fortsetzung des Cuselitintrusivlagers am Schneidchen angesehen werden. Dass auch hier ein Intrusivlager vorliegt, geht aus den schönen Aufschlüssen in dem neuen Steinbruche am Nordwestabhang des Balmochkopfes hervor. Dort sieht man, wie Textfigur 17 zeigt, im Dache des Cuselites schwärzliche Schiefer der oberen Cuselerschichten, welche mit 30° nach Nordwesten einfallen.



Sehr interessant sind die Kontaktverhältnisse zwischen dem Cuselit und diesen Schiefen in seinem Dache. Von der Cuselitmasse aus gehen schon makroskopisch sichtbare, zahllose Apophysen in das Nebengestein und auch mikroskopisch zeigen sich nach Dr. DÜLL sehr interessante Kontaktphänomene (vgl. III. Teil, Schliff 22).

Cuselitintrusivlager am Rummelsbusch ob Ulmet.

Wenn man dem Wege folgt, der von Ulmet über Rummelsbusch nach dem steinernen Mann ansteigt, durchquert man oberhalb Ulmet zunächst die Hooferschichten, meist Sandsteine und Schiefer. Diesen Sedimenten sind mehrere lagerartige Cuselitmassen eingeschaltet, von denen die grösste gerade in unmittelbarer Nähe des Weges von einer nordwest-südöstlich streichenden Verwerfung betroffen wurde. Die Strasse, die in südost-nordwestlicher Richtung ansteigt, durchquert infolge dieser Verwerfung das Cuselitlager zweimal: nämlich zunächst den relativ gesenkten, nordöstlich der Bruchlinie gelegenen, und dann etwas darüber den relativ gehobenen, südwestlich von ihr gelegenen Teil des Lagers.



Wie Textfigur 18 zeigt, sind die Sedimente unmittelbar im Dache des Cuselites sowohl im nordöstlich als im südwestlich von der Bruchlinie gelegenen Teil des Lagers stark kontaktmetamorph verändert.

Schon makroskopisch sieht besonders das im Dache des nordöstlichen, abgesunkenen Teiles des Cuselitlagers auftretende Sediment höchst eigentümlich aus und fällt durch seine violettrote Färbung sehr auf. Im dritten Teil dieser Arbeit

an diesen Stellen mantelförmig um einen meist aus laccolithischen Intrusivmassen bestehenden Kern lagern und von diesem wie eine mächtige Kuppel allseitig nach aussen abfallen. Eine Folge dieser Anordnung ist, dass im Gebiet dieser Kuppeln oder Dome nicht geradlinige Streichlinien zu beobachten sind, vielmehr gebogene, oft kreisförmig geschlossene.

In unserem Untersuchungsgebiet treten nun mehrere solche Schichtenkuppeln auf: der Königsberg und Hermannsberg mit ihren Porphy- und Cuselitkernen, ferner der durch Bruchlinien vielfach zerstückelte Potzberg und endlich als unbedeutendere Erhebung der Potschberg (vgl. die tektonische Skizze Textfigur 28).

Im folgenden sollen diese Schichtenkuppeln eingehender behandelt werden.

Zuvor aber möge noch kurz darauf hingewiesen werden, dass bereits frühere Forscher den tektonisch so merkwürdigen Bau unseres Gebietes in den Grundzügen richtig erkannt haben.

So schreiben E. WEISS und H. LASPEYRES schon im Jahre 1868 folgendes¹⁾: „Im Gebiet des pfälzischen Hauptsattels sind es nicht bloss die durch Bergbau aufgeschlossenen Verwerfungen, sondern auch weit grössere, noch nicht direkt nachgewiesene Verwerfungen, wiederholte Spezialsättel und Mulden, die wohl meist im Zusammenhange mit den Einlagerungen mächtiger Massen von Eruptivgesteinen stehen“

„In der Emporhebung des Hauptsattels am Potzberg und Königsberg bilden die Schichten mehrere Spezialmulden und Sättel, so oberhalb Friedelhausen, Bosenbach, Essweiler.“

Ausführlicher hat dann v. GÜMBEL die Tektonik unseres Gebietes behandelt. Er fasst seine Beobachtungen folgendermassen zusammen²⁾:

„Die Hauptsattellinie (Pfälzer Sattel) beginnt an der Saar und zieht über den Höcherberg, Potzberg, Königsberg, Landsberg zum Bamberg mit sehr eigenartigen Unterbrechungen fort. Es wölben sich nämlich auf dieser Linie zahlreiche, schon äusserlich durch ihre Erhebung und kuppige Form ausgezeichnete Knotenpunkte, welche von den Schichten mehr oder weniger regelmässig mantelförmig umlagert werden, zu ansehnlicher Höhe empor Einen neuen Knotenpunkt auf der Hauptsattellinie bildet der Potzberg, der vollends ringsum von allseitig abfallenden Schichten umkreist wird. Doch ist sein Herrschaftsgebiet ein beschränktes, denn ganz nachbarlich erheben sich nach Nordost zu zwei neue zentrale Kuppen in den Porphyrkugeln des Hermanns- und Königsberges, welche, dicht aneinander gerückt, geradezu Modelle der mantelförmigen Lagerung darstellen. In nordöstlicher Richtung folgen in weit geschwungenen Bögen die Schichten bis gegen Meisenheim u. s. w. den von diesen Porphyrkuppen ausgehenden und beherrschten mantelförmigen Lagerungsordnungen Es ist von sich selbstverständlich, dass auch zwischen den einzeln im vorausgehenden aufgezählten Knotenpunkten quer, d. h. von SO. nach NW. streichende Sekundärmulden eingeschaltet sind.“

Weniger glücklich war v. GÜMBEL in seiner Beschreibung der Verwerfungen und Bruchlinien unseres Gebietes.³⁾ Eine genaue Untersuchung lehrt, dass manche dieser Störungen nicht existieren, während andere wichtige Brüche gänzlich übersehen wurden. Es mag übrigens hier noch besonders auf die Schwierigkeit der Feststellung von Bruchlinien in unserem Gebiet hingewiesen werden. Die Aufschlüsse lassen meist sehr zu wünschen übrig, indem zahlreiche Gegenden mit Vegetation bedeckt sind. Ausgedehnte Wälder und beträchtliche Schuttmassen überdecken oft grosse Strecken, und weitere Schwierigkeiten erwachsen der Untersuchung aus dem Mangel fossilführender, charakteristischer, stratigraphischer Horizonte.

In Anbetracht solcher oft unüberwindlicher Schwierigkeiten habe ich es vorgezogen, nur diejenigen Bruchlinien zu berücksichtigen, die auch wirklich begründet werden können. Ich hielt es für sehr gewagt, wollte man bei dem Mangel an Aufschlüssen durchweg auch kleinere und kleinste Störungen festlegen, unbekümmert darum, ob solche Brüche einer kritischen Prüfung auch wirklich standhalten können.

¹⁾ ERNST WEISS und HUGO LASPEYRES, Geognostische Übersichtskarte des kohlenführenden Saar-Rheingebietes. Berlin 1868, Begleitworte p. 14.

²⁾ v. GÜMBEL, Geologie von Bayern II. I. c. p. 991, 992.

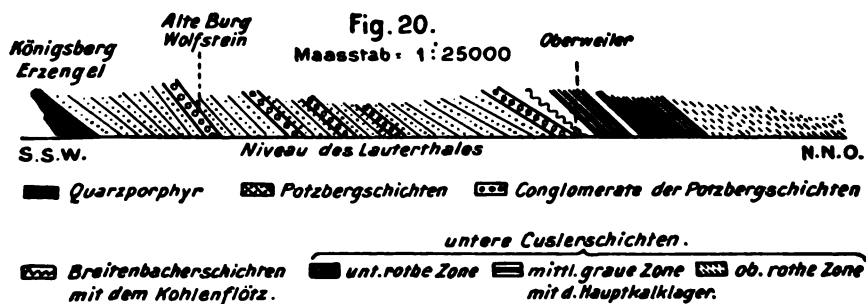
³⁾ v. GÜMBEL, I. c. S. 994—995.

1. Die Schichtenkuppel des Königsberges.

(Siehe Profil I und Profil IV, Tafel I und geol. Karte 1 : 25 000.)

Der Kern des Königsberges besteht, wie oben (S. 27) gezeigt wurde, aus einer mächtigen laccolithischen Porphyrmass. Um diese Masse nun legen sich mantelförmig mit allseitig nach aussen, d. h. vom Porphyr weg gerichtetem Einfallen der Oberkarbon- und Unterrotliegendstufen. Und zwar umhüllen die ältesten in unserem Gebiet auftretenden Sedimente, die Potzbergschichten, den Porphyrkern, während nach aussen zu diese Schichten von immer jüngeren Zonen umhüllt werden. Der ganze Berg stellt somit eine mächtige Kuppel dar, deren Zentrum vom Porphyr eingenommen wird, deren äussere Hüllen aber aus kreisförmigen Lagen nach aussen immer jüngerer Sedimente bestehen, die sich wie die Blätter einer Zwiebel gegenseitig umhüllen und allseitig vom Kerne weg nach aussen abfallen. Dieser eben skizzierte Bau würde, typisch ausgebildet, mit sich bringen, dass die Streichlinien der verschiedenen an ihm beteiligten Schichten in einem rings geschlossenen Kreis den Kern des Berges umziehen.

Aus zwei Gründen weicht aber die Natur von diesem Typus etwas ab. Erstens nämlich wird der Berg von vier grösseren Bruchlinien durchsetzt, welche die



einzelnen Segmente des Ringes gegenseitig verschoben haben, fernerhin wird besonders der westliche Teil des Ringes am Westabhang des Königsberges durch bedeutende Schuttmassen grösstenteils überdeckt.

Wir beginnen nun die detaillierte Besprechung der Königsberger Schichtenkuppel im Lautertal nördlich Wolfstein und gehen in unserer Betrachtung von da aus sodann nach Westen weiter.

Die westlichen Gehänge des Lauterthales nördlich Wolfstein zeigen das in Textfigur 20 dargestellte Schichtenprofil.

Im Norden der Wolfsteiner Porphyrmass beobachtet man die mächtige Potzbergstufe durchweg mit nordöstlichem bis nordnordöstlichem Einfallen. Aus den mächtigen Sandsteinmassen heben sich mehrere Konglomeratlager heraus, so zunächst die mächtigen 50° nordnordostfallenden Konglomeratbänke, auf denen die Burg Alt Wolfstein steht, dann weiter im Norden ein Konglomeratzug, der mit 35° nach Nordosten einfällt, endlich im Hangenden der Stufe, westlich Oberweiler, ein mit 30° nordöstlich einfallendes Konglomeratlager. Dasselbe wird von den Schiefen der Breitenbacherschichten überlagert, welche das Breitenbächerkohlenflöz einschliessen, das an dieser Stelle in der Grube Neuer Mut früher ausgebeutet wurde (vgl. den stratigraphischen Teil Seite 17). Eine Kohlenhalde bezeichnet noch heute diesen Punkt. Mit einem nordöstlichem Einfallen von etwa 40° legen sich nördlich Oberweiler die unteren Cuslerschichten auf die Breitenbacherzone,

zunächst die untere rote Zone aus intensiv roten Schieferletten bestehend, dann die mittlere graue Zone mit dem hier in einer Grube ausgebeuteten Hauptkalklager, endlich gegen den Röckweilerhof hin die obere rote Zone.

Die geschilderten Gesteinszonen lassen sich nun mit nordwestlichem Streichen bis zu der Bruchlinie verfolgen, welche sich in nordöstlicher Richtung vom Erzengel bis in die Gegend westlich des Röckweilerhofes verfolgen lässt.

Besonders deutlich ist die Bruchlinie am Königsbach, nahe dessen Vereinigung mit einem vom Vogelsberg herabkommenden Bach aufgeschlossen.

An beiden Abhängen des Königsbachtals sieht man dort die mittlere graue Zone der unteren Cuselerschichten schön aufgeschlossen; besonders deutlich tritt darin das Hauptkalklager hervor, welches orographisch stark vorragende, langgezogene Gräte bildet, deren Steilabfall entsprechend dem nordöstlichen Einfallen nach Süden, deren sanft abfallender Rücken dagegen nach Norden gerichtet ist. Nun zeigt sich aber auf den ersten Blick, dass diese gratartigen Höhenzüge der beiden Talseiten im Streichen nicht genau in einer Linie liegen, dass vielmehr derjenige des westlichen Talgehänges nach Norden relativ vorgeschoben ist und erst an der Vereinigungsstelle der beiden Bäche das Tal erreicht, während der östliche Zug sich schon weiter südlich in die Talsohle herabsenkt. Der weitere Verlauf der Bruchlinie gegen Südwesten hin wird östlich der blauen Halde und nördlich des Erzengel im Liegenden der Potzbergstufe durch einige Unregelmässigkeiten im Verlaufe der Konglomeratbänke angedeutet. Westlich der geschilderten nicht sehr bedeutenden Bruchlinie ziehen nun die gesamten Gesteinszonen zunächst mit nordwestlichem Streichen und nordöstlichem Einfallen weiter; bald aber tritt eine schwache Schichtenwendung ein, und man beobachtet fortan bis zum Aschbachtälchen ein streng ostwestliches Streichen und nördliches Einfallen. Ein Profil, das etwa von der alten Römerstrasse über Wackenhübl, Felsenwald nach dem Vogelsberg gezogen wäre, würde also dieselbe Gesteinsfolge zeigen, wie das in der Textfigur 20 dargestellte Profil des Lautertales, mit dem Unterschied, dass hier die Schichten nicht mehr nach Nordosten, sondern vielmehr nach Norden einfallen. Ohne genau Kenntnis der Verhältnisse wäre man wohl geneigt, das Aschbachtälchen, welches sich vom Nordgehänge des Königsberges nach Aschbach hinunterzieht, als tektonisches Tal zu betrachten, um so mehr, da es in direkter nördlicher Verlängerung des den Königsberg durchsetzenden Bruderborner Schwerspätganges liegt. Indessen zeigt eine nähere Betrachtung, dass dies nicht der Fall sein kann.

Allerdings tritt gerade hier eine Schichtenwendung ein, da die bisher ostweststreichenden Gesteinszonen von diesem Tälchen an gegen Westen ein südwestliches Streichen und nordwestliches Fallen zeigen. Dass trotzdem die Gesteinszonen hier nicht durch eine Bruchlinie unterbrochen werden, kann besonders an der mächtigen, den Potzbergsschichten eingelagerten Konglomeratzone beobachtet werden, welche fast den ganzen Nordabhang des Königsberges umzieht und sich von der Burg Alt-Wolfstein über Blaue Halde, Wackenhübl, Steinecken bis ins Essweilertal verfolgen lässt, indem sie meist einen auch orographisch deutlich vorstehenden Höhenrücken bildet. Diese Konglomeratzone überschreitet nun das Aschbachtälchen ohne jegliche Unterbrechung.

Dasselbe gilt auch von allen jüngeren Gesteinszonen, besonders von dem Hauptkalklager der unteren Cuselerschichten.

Wie eben erwähnt, nehmen die Gesteinszonen westlich vom Aschbachtälchen ein südwestliches Streichen und nordwestliches Einfallen an.

Profil IV der Profiltafel zeigt diesen Schichtenkomplex zwischen Leihrech, Steinecken und Nerzweiler. Sämtliche Zonen von der Potzbergstufe bis zu den Odenbacherschichten lassen sich hier mit nordwestlichem Einfallen (30—40°) beobachten.

Etwas nordöstlich von Hinzweiler tritt indessen eine abermalige Schichtenwendung der unteren Cuselerschichten aus nordöstlich-südwestlicher in fast nord-südliche Streichrichtung ein,¹⁾ und vom Essweilertal gegen Süden macht sich dasselbe auch in den älteren Gesteinszonen (Pozbergstufe) bemerkbar.

Eine bedeutende, nordwestlich streichende Bruchlinie, die vom Königsberg herabzieht und zwischen Oberweiler im Tal und Hinzweiler den Talbach erreicht, schneidet nun aber diesen nordsüd- bis nordnordost-südsüdweststreichenden, relativ gehobenen Schichtenkomplex ab. Jenseits, im Süden der Bruchlinie, stehen ebenfalls mit annähernd nordsüdlichem Streichen jüngere Gesteinszonen an: die unteren Cuselerschichten bilden hier eine nordsüdlich bis südsüdöstlich streichende Mulde, welche die beiden Schichtenkuppeln des Königsberges und Hermannsberges voneinander trennt. Der Kern dieser Synklinale wird von der oberen roten Zone der Untercuselerschichten eingenommen, deren Gesteine im Westflügel der Mulde nach Nordwesten, im Ostflügel derselben jedoch nach Südwesten oder Westen einfallen.

Im Liegenden der oberen roten Zone tritt alsdann die mittlere graue Zone mit dem Hauptkalklager auf, im Westflügel der Mulde ist dieselbe durch ein zusammenhängendes ostnordöstlich einfallendes Band vertreten, im Ostflügel dagegen bloss durch einige Kalkvorkommnisse angedeutet. Während nun aber im Westflügel der Mulde die älteren Schichten im Liegenden des Kalkes in grosser Vollständigkeit im Talbachtal und am Ostabhang des Hermannsberges zutage treten, sind dieselben im Ostflügel der Synklinale, an den westlichen Abhängen des Königsberges, bis gegen Essweiler hin durch gewaltige Schuttmassen überdeckt. Der Ostflügel der Mulde ist also in diesem Gebiet nur durch einige isolierte Vorkommnisse unterer Cuselerschichten repräsentiert und diese sind es auch allein, welche gleichzeitig das Vorhandensein der vom Porphyrkern allseitig wegfallenden Schichtenkuppel des Königsberges auch in diesem Gebiet dartun (vgl. Profil I der Profiltafel auf der Strecke zwischen Hermanns- und Königsberg).

Begeben wir uns nun wieder ins Lautertal zwischen Wolfstein und Oberweiler-Tiefenbach, indem wir neuerdings an das Profil des westlichen Talgehänges, von dem wir ja bei unserer Betrachtung ausgegangen sind, anknüpfen. Der mächtige aus Potzberg-Breitenbacher- und Untercuselerschichten bestehende Schichtenkomplex im Norden der Königsberger Porphyrmasse fällt, wie wir bei Besprechung der Textfigur 20 (Seite 36) gesehen haben, am Westabhang des Lautertales nach Nordosten ein und streicht nordwestsüdöstlich. Im Lautertal selbst, zwischen der alten Burg Wolfstein und Oberweiler-Tiefenbach, tritt eine scharfe Schichtenwendung ein. Diese knieförmige Umbiegung der Schichten lässt sich besonders deutlich (siehe oben Seite 5, Textfigur 1) an dem Verlauf der Konglomeratlager der Potzbergstufe nachweisen, dann auch an den jüngeren Zonen, besonders den Breitenbacherschichten; ihre Folge ist, dass die sämtlichen Gesteinszonen östlich

¹⁾ Die Streichrichtung der unteren Cuselerschichten, besonders des Hauptkalklagers, wechselt übrigens in dieser Gegend stark, ebenso der Grad des Einfallens der Schichten. Es wäre möglich, dass hier kleinere Bruchlinien die Schichten durchsetzen.

des Lautertales am Eisenknopf und auch die Potzbergschichten bei Wolfstein (neue Burg, nördlicher Stadtteil) in genau nordsüdliche Streichrichtung mit östlichem Einfallen übergegangen sind.

So können wir beispielsweise die mächtige nordwest-südoststreichende und nordostfallende Konglomeratzone der alten Burg Wolfstein in scharfem Bogen über den westlichsten Felsvorsprung des Eisenknopfes bis nach Wolfstein und der neuen Burg verfolgen, wo dieselbe nordsüdlich streicht und mit 55° nach Osten einfällt (vgl. Textfigur 1).

Profil I der Profiltafel zeigt östlich des Königsberges diesen nordsüdstreichenden mit $40-55^\circ$ vom Porphyrr weg nach Osten einfallenden Schichtenkomplex bei Wolfstein und an den Abhängen des Eisenknopfes.

Südöstlich Wolfstein, auf das linke Lauterufer übergetreten, zeigen die Schichten bereits wieder eine etwas veränderte Streichrichtung: diese ist hier eine südsüdwestliche und das Einfallen ein ost-südöstliches. Besonders deutlich zeigen die untere rote und die graue Zone der unteren Cuselerschichten diese neue Richtung an; so fallen die Kalkbänke des Hauptkalklagers, die am Weg von Wolfstein nach Rothselberg schön aufgeschlossen sind, mit 35° nach Ost-südosten ein. Die älteren Schichten der ringförmigen Schichtenkuppel, Potzberg- und Breitenbacherstufe, sind hier allerdings nur angedeutet und sehr wenig mächtig.

Eine in nahezu westöstlicher Richtung verlaufende Bruchlinie, welche vom Totenkopf über Zweikirchen gegen Rossbach zieht, schneidet nun den besprochenen Schichtenkomplex ab. Südlich davon sind die Schichten relativ gehoben und daher anscheinend etwas nach Osten verschoben. So kommt es, dass das Hauptkalklager der unteren Cuselerschichten und die in dessen Liegendem auftretenden intensiv roten Schieferletten südlich der Bruchlinie erst im Tälchen des Seelbaches anstehen. Über der mittleren grauen Zone mit dem Kalk folgt dort eine sehr mächtige Folge von Sandsteinen und eingelagerten Konglomeratbänken, welche der oberen roten Zone der unteren Cuselerschichten angehört, und welche ihrerseits südwestlich Rutsweiler von den grauen Odenbacherschichten überlagert wird. Alle diese Schichten fallen grösstenteils nach Südosten ein und streichen nordost-südwestlich. Nur am Rotebühl und bei Entenborn zeigt sich ein etwas anderes, teils ostnordöstliches, teils ost-südöstliches Einfallen, was vielleicht auf eine Art Schleppung längs der nun zu besprechenden grossen Bruchlinie hindeutet. Diese neue bedeutende Bruchlinie zieht in südöstlicher Richtung vom Königsberg her zwischen dem Sellberg und Rotebühl durch; sie findet aber am Porphyrr des Königsberges nicht ihr Ende, vielmehr liegt in ihrer direkten nordwestlichen Verlängerung der sogenannte Bruderborner- oder Hauptschwerspatgang, der den Porphyrrkern des Königsberges mit nordnordwestlichem Streichen in seiner ganzen Breite durchsetzt.

Mächtige Schuttmassen überdecken zwar die Bruchlinie selbst vom Königsberger Porphyrr südwärts bis zum Löffelmannsgraben. Indessen ist dieselbe schon durch die Verschiedenartigkeit der Schichten im Nordosten und Südwesten angedeutet.

Während, wie wir oben sahen, der Südostabhang des Rotebühls bis gegen Rutsweiler und Entenborn hinab aus der oberen roten Zone der unteren Cuselerschichten besteht, stehen südwestlich davon am Sellberg durchweg Potzbergschichten an, welche am Südostfuss dieses Berges zunächst von Breitenbacherschichten und dann im Löffelmannsgraben vom Hauptkalklager der unteren Cuseler überdeckt werden. Erst auf diesen, in Profil IV der Profiltafel zwischen dem Königsberg

und Rothselberg dargestellten, südöstlich fallenden Schichtkomplex legt sich hier, im Südwestflügel der Verwerfung, die obere rote Zone, welche infolge der Verschiebung längs der Bruchlinie gegen Nordosten direkt an die Odenbacherschichten anstößt. Man ersieht daraus, dass der südwestlich der Bruchlinie gelegene Schichtenkomplex relativ gehoben, der nordöstlich gelegene dagegen relativ gesenkt erscheint. Gleichzeitig beobachtet man, dass in dem gehobenen Teil die Potzberg-schichten bedeutend mächtiger sind als in dem gesenkten. Diese wahrscheinlich ursprüngliche Mächtigkeitsdifferenz (vgl. oben Seite 5) der Potzbergstufe steht wohl mit der Entstehung der Bruchlinie in Zusammenhang. Wenn wir in der Tat ein ursprünglich schon vorhandenes plötzliches Anschwellen der Potzberg-schichten in der Gegend des Sellberges annehmen, so liesse sich leicht verstehen, warum bei den später eintretenden Dislokationen gerade hier eine grössere quer

verlaufende Bruchlinie entstehen musste und warum hiebei gerade der südwestliche Flügel gehoben wurde.

Oben wurde bereits darauf hingewiesen, dass die Bruchlinie gegen Nordwesten hin offenbar in dem die Königsberger Porphyrmasse durchsetzenden Bruderborner Schwerspatgang ihre direkte Fortsetzung finde. Wie die beiliegende Planskizze (vgl. Textfig. 21) zeigt, ist dieser Schwerspatzug durch den Bergbau an so zahlreichen Punkten erschürft worden, dass man sich ein recht genaues Bild von seinem Verlauf machen kann.¹⁾ Man sieht, wie er mit nordsüdlichem bis nordwest-süd-östlichem Streichen und östlichem

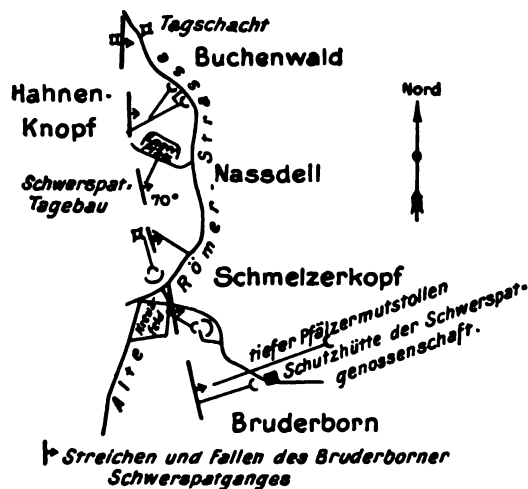


Fig. 21.

Verkleinerte Reproduktion des Planes zur Bestimmung des Schwerspatganges in den Gemarkungen Aschbach und Wolfstein, aufgenommen von Markscheider E. A. Petermann in Zweibrücken 1902.

bis nordöstlichem Einfallen in der Nähe der alten Römerstrasse über den Kamm des Königsberges zieht. Am schönsten ist der Bruderborner Gang am Leihrech westlich Nassdell zu beobachten, wo auf ihm ein Schwerspattagebau betrieben wird. Dort sieht man den etwa 2 m mächtigen, annähernd nordsüdstreichenden und mit 70° nach Osten einfallenden Schwerspatgang wunderschön aufgeschlossen. Durch seine blendendweisse Färbung sticht der Schwerspat scharf ab von den intensiv rotgefärbten, kaolinartigen, tonigen Gesteinen, welche sich zwischen Schwerspat und Porphyr einschalten. Auch am Südrande der Königsberger Porphyrmasse, östlich Hirtengärten, wurde der Schwerspat des Bruderborner Ganges über Tag abgebaut; dort beträgt die Mächtigkeit des S₁₀O. streichenden Ganges annähernd 3 m. Nach den Analysen von A. SCHWAGER ist der Schwerspat des Bruderborner Spatganges zwar nicht ganz rein, aber doch nicht erheblich verunreinigt, denn die Prüfung auf das spezifische Gewicht ergab:

¹⁾ Vgl. v. GÜMBEL, Über die Quecksilbererze in dem Kohlengebirge der Pfalz. Verh. d. naturw. Vereins für Rheinlande und Westfalen. VII. 1850. p. 109–113. und Geologie von Bayern II. I. c. p. 959, 960.

Bei Probe I im Durchschnitt	4,375
„ „ II „ „	4,262
„ „ III „ „	4,210,

während das Normalgewicht des Schwerspates 4,482 bis 4,5 beträgt.

Westlich der besprochenen Bruchlinie zwischen Sellberg und Rotebühl streichen die Schichten, wie erwähnt, nach Südwesten und fallen südöstlich ein, nördlich Rothselberg tritt nun aber neuerdings eine Schichtenwendung ein, denn man sieht die Potzbergstufe am Schwarzkopf und südöstlich Rammelhöhe ostwestlich streichen und nach Süden einfallen, und auch die jüngeren Gesteinszonen scheinen nördlich Rothselberg in diese neue Streichrichtung einzubiegen. Wären auch auf der Westseite des Königsberges die Aufschlüsse günstig, so würde die mantelförmige Umhüllung der Königsberger Porphyrmassse durch auf dieser Strecke westlich einfallende Ottweiler- und Unterrotliegendenschichten zutage treten müssen. Leider sind nun aber die Schichten am Westabhang des Königsberges zwischen Essweiler und Oberweiler im Tal durch mächtige Schuttmassen so vollständig überdeckt, dass ein eingehendes Studium der tektonischen Verhältnisse nicht möglich ist. Nur die westlich, nordwestlich und südwestlich einfallenden Breitenbacherschichten östlich und nordöstlich von Essweiler und die oben (Seite 38) bereits erwähnten, isolierten Kalkvorkommen, welche am Westabhang des Königsberges das Hauptkalklager der Untercuselerschichten verraten, zeigen, dass die Schichtenkuppel, die den Königsberg im Norden, Osten und Süden umzieht, auch hier im Westen vorhanden sein muss.

Der mutmassliche Verlauf der Streichlinien in diesem westlichen Teil der Kuppel wurde in der tektonischen Skizze (siehe Textfigur 28) angedeutet.

2. Die Schichtenkuppel des Hermannsberges.

(Siehe Profil I, V. und VII. Profiltafel und geologische Karte. 1 : 25 000.)

Ganz ähnlich wie am Königsberg umhüllen die Ottweiler- und Unterrotliegendestufen mantelförmig den aus Intrusivmassen bestehenden Kern des Hermannsberges und Kiefernkopfes. Auch hier fallen diese Schichten vom Intrusivkerne weg und bilden eine gewaltige domförmige Schichtenkuppel, welche diese Intrusivmassen umschliesst. Ebenso wie am Königsberg besteht der innere diese Intrusivmassen umhüllende Ring aus Gesteinen der Potzbergstufe, während nach aussen hin sich diesem Kerne immer jüngere, den Breitenbacher- und Untercuselerschichten angehörende, ringförmige Gesteinszonen anschliessen.

Wie am Königsberg wird ferner die Schichtenkuppel von mehreren Bruchlinien durchsetzt. Dagegen unterscheidet sich die Hermannsberger Kuppel von der Königsberger besonders dadurch, dass ihr Kern nicht aus einer einheitlichen laccolithischen Porphyrmassse, sondern aus zwei verschiedenartigen Intrusivmassen: einer laccolithischen Porphyrmassse und einer wahrscheinlich stockartigen Cuselitmasse (vgl. oben Seite 28) besteht.

Sehen wir uns nun den Bau der Hermannsberger Kuppel etwas näher an, so zeigt sich, dass der nördliche und östliche Teil des ringförmigen Schichtenmantels sich in höchst regelmässiger Weise um den Porphyrkern des Hermanns- und Bornberges herumlegt. Keine Bruchlinie stört hier den Zusammenhang der Schichten, und man sieht, wie sich dieselben von Welchweiler im Westen gegen Osten hin über Elzweiler-Horschbach bis Oberweiler im Tal und von hier nach

Süden bis Essweiler und dann nach Südwesten gegen Bosenbach hin wie ein gewaltiger Halbmond um den Porphyrkern herumschlingen. Es zeigt sich nämlich, dass das nordöstlich-südwestliche Streichen und nordwestliche Einfallen östlich Welchweiler (Breitenbacher- und untere rote Zone zwischen Horschbach und Sackbachtal) im Osten von Elzweiler allmählich in ein ost-westliches Streichen mit nördlichem Einfallen übergeht, welches besonders in dem langgestreckten, vom Hauptkalklager der Unter-cuselerschichten gebildeten Höhenrücken des Matzenberges auch orographisch zum Ausdruck kommt. Dieser nordfallende Schichtenkomplex kommt in unserem Profil V der Profiltafel zwischen dem Hermannsberggipfel und Horschbach zur Darstellung. Man sieht, wie sich auf dem Porphyr des Hermannsberges gegen Norden hin mit $10-30^\circ$ nördlichem Einfallen zunächst die Potzbergsschichten legen, dann auf diese die Breitenbacher- und endlich auf die letzteren die drei Zonen der Unter-cuselerschichten.

Gegen Oberweiler im Tal beginnt nun eine neue halbkreisförmige Drehung der Schichten sich bemerkbar zu machen, dieselben streichen nordwestlich von diesem Orte nordwest-südöstlich und fallen mit $30-45^\circ$ nordöstlich ein. Dann nehmen sie, auf das rechte Ufer des Talbaches übergetreten, südlich Oberweiler und am Kreuzrech ein beinahe nordsüdliches Streichen an und fallen hier mit $30-50^\circ$ ostnordöstlich ein. Profil I der Profiltafel zeigt zwischen Trotswäldchen und Kreuzrech diesen Schichtenkomplex, der gleichzeitig, wie bereits oben (Seite 38) gezeigt wurde, den westlichen Flügel der den Hermannsberg und Königsberg trennenden nordsüdstreichenden Mulde bildet.

Etwas weiter südlich, bei Sprengelberg und nordwestlich von Essweiler, beobachtet man dann, dass die Breitenbacherschichten nordsüdlich streichen und nach Osten einfallen. In scharfem Knick biegen aber die Schichtenzonen westlich Essweiler abermals in eine neue, diesmal nordost-südwestliche Streichrichtung ein und behalten diese nun gegen Südwesten hin am ganzen Südostabhang des Bornberges und Kiefernkopfes bis in die Gegend von Bosenbach bei.

In diesem ganzen Gebiet zwischen Essweiler und Bosenbach sieht man daher die Potzbergsschichten und darüber die unteren Cuselerschichten nordost-südwestlich streichen und nach Südosten mit $20-50^\circ$ einfallen. (Vgl. die Darstellung dieses südöstlich einfallenden Komplexes auf Profil VII der Profiltafel zwischen den Cuselitmassen des Kiefernkopfes und Potschberges.)

Bei Bosenbach zeigen sich nun infolge des Auftretens der bogenförmigen Bruchlinie, die von Föckelberg gegen Bosenbach hinüberzieht, bedeutende Komplikationen im Schichtenbau. Bevor wir indessen diese schwierigen Verhältnisse mit Erfolg besprechen können, müssen wir auch den Westabhang des Hermannsberges kennen gelernt haben.

Zu dem Ende knüpfen wir wieder an die bereits oben kurz berührten Verhältnisse in der Umgebung von Welchweiler-Elzweiler an, von denen wir bei der Detailschilderung der Hermannsberger Kuppel ausgingen, indem wir diesmal von diesem Punkte aus nicht gegen Osten, sondern gegen Südwesten und Süden fortschreiten. Am schmalen Nordausläufer des Beilsteins und der Horsthöhe, welcher sich gegen Norden hin zungenartig zwischen dem Elzweilertal und dem Tal des Horstbaches verschmälert, sieht man die Breitenbacher- und darüber die Unter-cuselerschichten nordost-südwestlich streichen und nach Nordwesten einfallen. So besteht der Grat der Horsthöhe aus nordwestfallenden grauen Schiefern und Sandsteinen der Breitenbacherstufe, welche von Cuselitintrusivlagern und Gängen durch-

zogen werden. Verfolgt man diese Schichten im Streichen gegen Südwesten, so beobachtet man, dass sie bald durch eine fast ostwestlich streichende Bruchlinie abgeschnitten werden. Am Weg, der von Welchweiler nach der Vereinigungsstelle des Sack- und Östlichbaches hinüberführt, ist dieser Bruch vorzüglich aufgeschlossen; dort sind die grauen Breitenbacherschichten mit den Cuselitlagern in der Einsattelung zwischen Horsthöhe und Büchenkopf abgeschnitten, und es treten gegen Süden mit demselben Streichen und Fallen die roten und grauen Sandsteine der Potzbergsschichten mit dem nördlichsten Ausläufer des Beilsteiner Porphyrs an ihre Stelle.

Man sieht also, dass der im Süden der Bruchlinie gelegene Schichtenkomplex relativ gehoben ist und daher nach Westen vorgeschoben erscheint. Auf die Potzbergsschichten dieses Komplexes legt sich gegen Westen hin, zwischen Beilstein und Krummackerhöhe-Bistrich, die graue Breitenbacherzone mit deutlich synklinaler Schichtstellung, denn im östlichen Teil des Komplexes fallen die Schichten nach Westen und Südwesten, im westlichen dagegen nach Osten und Südosten ein. Diese Mulde der Breitenbacherschichten ist der Anfang der zunächst nordsüd-, dann, gegen Süden hin, nordwestsüdöstlich streichenden Synklinale, welche die Schichtenkuppel des Hermannsberges von derjenigen des Potzberges trennt. Die Achse dieser Mulde senkt sich gegen Süden mehr und mehr, und daher kommt es, dass im Muldenkern immer jüngere Schichten auftreten, je weiter wir in südlicher Richtung fortschreiten. (Vgl. Profil VII zwischen Bistrichwald und Beilstein und Profil I der Profiltafel zwischen Kalmit und Beilstein.)

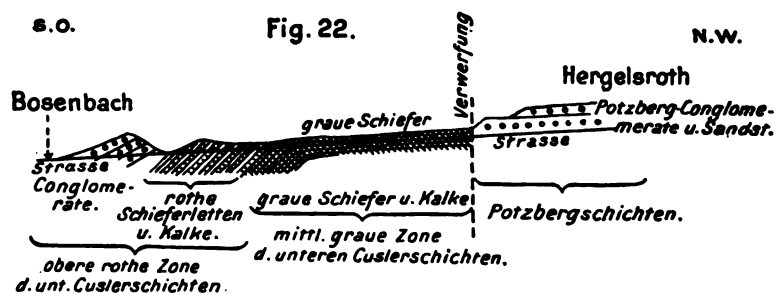
So erscheinen im Nasseckwald als Muldenkern die roten Lettenschiefer der unteren Zone der Untercuselerschichten, dann im Bruderwald die mittlere graue Zone mit dem Hauptkalklager und endlich im Kaltsbachtale die Sandsteine und Schieferletten der oberen roten Zone. Diese Senkung der Muldenachse scheint im allgemeinen allmählich, an einzelnen Stellen aber — wie namentlich das ostwestliche Streichen und südliche Einfallen der oberen roten Zone der Untercuselerschichten und der Potzbergkonglomerate südlich Meidelsgraben und Kaltsbachtal dartut — recht plötzlich einzutreten.

Verfolgen wir nun die den Westabhang des Hermannsberges bildenden Potzbergsschichten und die daran nach Westen sich anschliessende, aus jüngeren Gesteinen bestehende Mulde in südlicher Richtung, indem wir zunächst die östlichen Gesteinszonen ins Auge fassen und dann ganz allmählich nach Westen fortschreiten (vgl. hierbei Profil VII, I, V und II der Profiltafel).

Die Potzbergsschichten am Westabhang des Hermannsberges streichen in weitem Bogen von der Horsthöhe über Beilstein, Pfarrwiese, Steinerner Mann, Meidelsgraben bis Hergelsroth und nach dem Buchenwald, nördlich Bosenbach. Hierbei geht das Streichen gegen Süden aus nordöstlich-südwestlicher allmählich in nord-südliche und endlich in nordwest-südöstliche Richtung über. Dem entsprechend fallen die Schichten am Büchenkopf mit 40° nach Nordwesten, am Beilstein, zu den Seiten des Porphyrlagers, mit $40-60^\circ$ nach Westen, an der Pfarrwiese und von da bis Hergelsroth-Buchenwald, nördlich Bosenbach, mit $20-60^\circ$ nach Südwesten.

Besonders deutlich lässt sich die allmähliche Drehung der Streichlinien aus südwestlicher in südöstliche Richtung an den am Westabhang des Hermannsberges fast im Zusammenhang verfolgbar Konglomeratzonen der Potzbergstufe verfolgen. Diese teilweise auch landschaftlich hervortretenden Zonen streichen, wie die Potz-

bergstufe im allgemeinen, vom Steinernen Mann und von der Pfarrwiese nach Süden bis gegen Bosenbach hin nordwest-südöstlich und fallen auf dieser Strecke mit $20-40^\circ$ nach Südwesten ein. Dieses Streichen behalten sie bei bis zu der grossen Bruchlinie, die wir bereits oben (Seite 42) erwähnten, und die nordöstlich Bosenbach beginnt und von da im Bogen gegen Westen hin über Hergelsroth, Wolfskirche, Höllenwald bis nach der Platte bei Föckelberg, am Ostabhang des Potzberges, hinzieht. Durch diese Bruchlinie werden die erwähnten Konglomerate der Potzbergstufe abgeschnitten, denn in der Verlängerung ihres Streichens südlich der Störung treten bedeutend jüngere Gesteinszonen auf. Besonders am Weg, der von Bosenbach über Hergelsroth nach dem Steinernen Mann hinaufführt, ist die Störung wunderschön aufgeschlossen. Wie aus nebenstehender Textfigur 22 ersichtlich ist (vgl. auch Profil V der Profiltafel zwischen Kiefernkopf und Bosenbach), stehen nördlich der Bruchlinie Konglomerate und Sandsteine der Potzberg-schichten mit nordwestlich-südöstlichem Streichen und südwestlichem Einfallen an. Diese Gesteine werden in einem Steinbruch östlich der Strasse abgebaut. Sie sind aber gegen SO. hin durch die Verwerfung völlig abgeschnitten, denn mit demselben Streichen und Fallen stossen südlich der Verwerfung vorherrschend graue,



seltener rötliche Schiefer und einzelne Kalkbänke an dieselben an. Die Streichrichtung dieser sicherlich der mittleren grauen Zone der unteren Cuslerschichten angehörigen Schichten ändert sich indessen bald: aus der nordwest-südöstlichen gehen sie in scharfer Umbiegung nördlich Bosenbach, im Süden des Buchenwaldes, in eine südwest-nordöstliche Streichrichtung über und fallen nunmehr ziemlich steil (etwa 50°) nach Südosten ein oder sind gar an einzelnen Punkten überkippt. Auf diese graue Zone legt sich mit gleichem Streichen die obere rote Zone, welche östlich Bosenbach und in der Umgebung dieses Ortes mit $20-70^\circ$ nach Südosten einfällt, und dieses Streichen bis zum Bosenbachertal beibehält. Diese nordost-südweststreichenden Untercuselerzonen haben wir bereits zu Beginn des vorliegenden Abschnittes (Seite 42) erwähnt.

Die nächste Zone, die westlich auf die Potzbergstufe des Beilsteins folgt, die der Breitenbacherschichten, kann südwärts nur bis zum oberen Kaltsbach verfolgt werden und fällt auf dieser Strecke sehr steil nach Südwesten ein ($60-85^\circ$).

Auf sie legt sich im Westen, in weiter Ausdehnung verfolgbar, die mittlere graue Zone der unteren Cuslerschichten. Diese Zone ist zwar hier im östlichen Flügel der die Kuppeln des Hermanns- und Potzberges trennenden Mulde nicht so schön aufgeschlossen wie im westlichen Flügel. Namentlich lassen die Kalkbänke im nördlichen Teil hier und da aus oder können wegen mangelhafter Aufschlüsse nicht anstehend beobachtet werden. Erst südlich vom Meidelsgraben wird diese Zone deutlicher; dort beobachtet man das Hauptkalklager, das mit

40—45° nach Südsüdwesten einfällt. Am Weg, der am Westabhang des kleinen Tälchens hinaufführt, welches westlich der Wolfskirche sich mit dem Bosenbachertal vereinigt, sind alsdann in dieser Zone die interessanten in Textfigur 23 dargestellten Aufschlüsse zu beobachten.

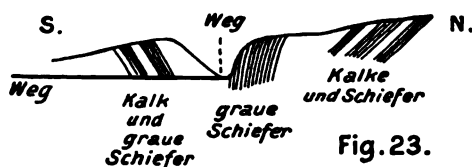


Fig. 23.

Dort sieht man die grauen Schiefer und Kalke ostwestlich streichen. Nördlich vom Weg fallen sie mit 45° nach Süden ein, dann an der Wegbiegung wird

das Fallen sehr steil (85°), ja sogar senkrecht, und etwas südlich davon fallen die überkippten Schichten mit etwa 60° widersinnig nach Norden gegen den Berg ein. Dieses steile, ja überkippte Fallen deutet schon auf eine in der Nähe durchsetzende grössere Störung hin, und in der Tat sehen wir wenig östlich von der beschriebenen Stelle und nördlich der Wolfskirche die ostweststreichenden Schichten der grauen Zone durch die westliche Fortsetzung der oben schon besprochenen Bruchlinie abgeschnitten. Südlich dieser Verwerfung tritt hier nämlich mit ganz anderem, nordsüdlichem Streichen jene Zone eigentümlicher grünlichgelber feldspathaltiger Sandsteine und Konglomerate der oberen roten Zone der Untercuselerschichten auf, die wir bereits im stratigraphischen Teil erwähnt haben (s. Seite 13), und die sich von hier nach Süden als meist kammartig vorragender Höhenrücken bis zur Niederstauftenbacher Mühle ununterbrochen verfolgen lässt.

Die Gesteine dieser Zone streichen bei der Wolfskirche nordnordost-südsüdwestlich und fallen mit 20° nach OSO. ein; auf das Südufer des Bosenbaches übergetreten, stehen sie zunächst senkrecht oder fallen sogar mit 80° nach Westen ein. Gegen Süden nehmen sie alsdann eine fast genau nordsüdliche Streichrichtung an, fallen zunächst auf dem Kamm zwischen dem Bosenbacher- und Niederstauftenbachertal mit 60—80° nach Osten ein, noch weiter südlich endlich, bei der Niederstauftenbachermühle, zeigen sie wieder ein flacheres östliches Einfallen (25—30°).

Wir sahen oben, dass die besprochene, beiderseits von intensiv roten Schieferletten begleitete Konglomerat-Sandsteinzone nördlich der Wolfskirche durch die grosse bogenförmige Bruchlinie abgeschnitten wird; ihre nach Südwesten verschobene nördliche Fortsetzung jenseits dieser Verwerfung wird höchstwahrscheinlich durch die südöstlich streichende und nordöstlich einfallende, petrographisch identische Sandstein- und Konglomeratzone bezeichnet, welche der oberen roten Zone im Kern der Bruderwaldsynklinale eingelagert ist und im Osten des Kalkofenwaldes das Bosenbachertal erreicht.

Hiermit hätten wir eigentlich die Besprechung der Hermannsberger Schichtenkuppel abgeschlossen. Um indessen die Darstellung der grossen bogenförmigen Bruchlinie Buchenwald-Wolfskirche-Platte abzuschliessen und den Bau der Gegend um Bosenbach und Niederstauftenbach übersehen zu können, ist es notwendig, hier auch noch den Westflügel der Bruderwaldsynklinale in Betracht zu ziehen. Derselbe besteht von Ost nach West aus der mittleren grauen Zone, dann der unteren roten Zone der Untercuselerschichten und aus Breitenbacherschichten. Alle diese drei Zonen lassen sich leicht vom Nasseckwald im Norden bis zum Bosenbachertal im Süden im Zusammenhang verfolgen, streichen auf dieser Strecke nordwest-südöstlich und fallen gegen Nordosten ein. Besonders deutlich ist das Hauptkalklager aufgeschlossen. Im Bruderwald bauen auf ihm mehrere Gruben, weiter südlich bildet es als mächtige, mit 15° nach Nordosten einfallende Platte

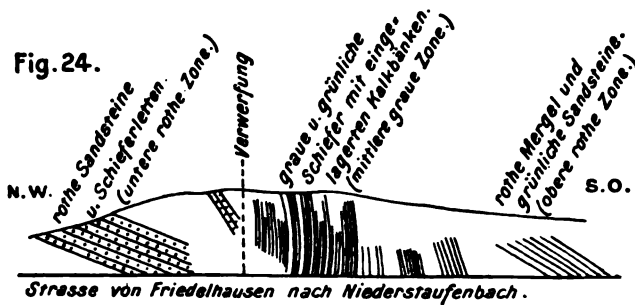
den Kamm des Hinzlberges. Vom Gipfel dieses Berges nach Süden lässt es sich sodann über Ödesrech und Kalkofenwald in schönster Weise im Zusammenhang verfolgen, fällt hier mit 30—40° nach Nordosten ein und wird in zahlreichen Gruben abgebaut.

Die Zonen des Westflügels der Bruderwaldsynklinale überschreiten dann südlich vom Kalkofenwald das Bosenbachtal und lassen sich nun gegen Südosten hin bis zu der grossen bogenförmigen Bruchlinie Kiefernkopf-Buchenwald-Platte verfolgen. Indessen ändert sich in dieser Gegend die Streich- und Fallrichtung: die Schichten, welche noch am Nordufer des Bosenbaches nordöstlich einfallen, streichen hier nordost-südwestlich und fallen im allgemeinen nach Südosten ein. Ausserdem treten hier noch kleinere sekundäre Fältelungen auf.

Am schönsten sind diese Verhältnisse im Höllenwald, am Nordostabhang des Reichenbachertales, längs der Strasse aufgeschlossen, welche von Friedelhausen nach Niederstauftenbach führt.

Dort beobachtet man von NW. nach SO. folgendes:

An dem östlich der Vereinigungsstelle des Bosen- und Reichenbachs halb-inselartig vorspringenden westlichen Ausläufer des Höllenwaldes stehen zunächst intensiv rote Schieferletten der unteren roten Untercuselerzone mit südöstlichem Einfallen an. Darüber folgen graue Schiefer und Sandsteine der mittleren Zone, welche eine deutlich aufgeschlossene kleine Synklinale bilden, indem sie im Hangenden der unteren roten Zone mit 15° nach Südosten einfallen, weiter nach Südosten hin aber muldenförmig umbiegen und allmählich ein entgegengesetztes



nordwestliches Fallen annehmen. Nach einiger Unterbrechung durch Vegetation folgen nun gegen Südosten die in Textfigur 24 dargestellten interessanten Verhältnisse.

Zunächst beobachtet man an der unteren roten Zone der Untercuselerschichten

zugehörige intensiv rote Sandsteine und Schiefertone, welche mit 20° nach OSO. einfallen. Weiter nach Südosten vorschreitend, ist man lebhaft überrascht durch das ausserordentlich steile, ja meist senkrechte Einfallen der Gesteine der mittleren grauen Zone der Untercuselerschichten. Man sieht die grauen und grünlichen Schiefer dieser Zone und mehrere ihnen eingelagerte Kalkbänke wunderschön aufgeschlossen und konstatiert, dass ihr Einfallen gegen Südosten hin allmählich flacher wird und dass dieselben im Hangenden gegen Niederstauftenbach hin, von den Gesteinen der oberen roten Zone überlagert werden. Diese letzteren, grünlichen Sandsteine, Konglomerate und intensiv rote Schieferletten fallen mit etwa 30° nach Südosten und Osten ein.

Aus den geschilderten Aufschlüssen ergibt sich klar, dass die grosse bogenförmige Verwerfung sich auch in der besprochenen Gegend nachweisen lässt; denn offenbar lehrt das Auftreten der stark gestörten mittleren Zone mit dem senkrecht einfallenden Hauptkalklager unmittelbar im Osten der nur schwach südöstlich fallenden unteren roten Zone, dass zwischen beiden Zonen eine grössere Bruchlinie durchstreicht und dass der südöstlich von dieser gelegene Schichtenkomplex abgesunken ist.

Wir haben nunmehr die grosse bogenförmige Bruchlinie vom Südfuss des Kiefernkopfes bis nach dem Reichenbachertal verfolgt und haben gesehen, dass sie südlich des Buchenwaldes zunächst genau ostwestlich verläuft und hier zwei sehr verschiedene Schichtenkomplexe voneinander trennt; einen nördlichen Komplex, der aus südoststreichenden und südwestfallenden Potzbergsandsteinen und Konglomeraten besteht und einen südlichen am Weg von Hergelsrot direkt daran anstossenden Komplex, welcher der ebenfalls südoststreichenden und südwestfallenden Untercuselerzone angehört und also relativ abgesunken ist. Westlich Hergelsroth schlägt die Bruchlinie allmählich eine andere Richtung ein; bogenförmig zieht sie durch das Seitentälchen zwischen Wolfskirche und Kalkofenwald nach dem Bosenbachertal hinaus und nimmt allmählich eine südwestliche Richtung an. Nordwestlich der Wolfskirche ist die Bruchlinie sehr schön aufgeschlossen, sie trennt hier ostweststreichende, stark gestörte Schichten der mittleren Untercuselerzone im Norden von der nordsüdoststreichenden Sandsteinzone der oberen roten Zone im Süden, und es hat sich also wiederum der südliche resp. südöstliche Komplex gesenkt. Das südwestliche Streichen behält die Bruchlinie dann bei bis zu dem oben besprochenen schönen Aufschluss an der Strasse nordwestlich von Niederstaufenbach, wo, wie wir oben gesehen haben, abermals der aus dem senkrecht einfallenden Hauptkalklager bestehende Komplex südöstlich der Bruchlinie relativ abgesunken ist.

Die bogenförmige Bruchlinie Kiefernkopf-Platte umgrenzt also rings eine halbkreisförmige abgesunkene Partie, das Gebiet um Bosenbach und Niederstaufenbach. Dieses kann als Bosenbach-Niederstaufenbacher Senkungsfeld bezeichnet werden und nimmt den Raum zwischen den Schichtenkuppeln des Hermannsberges und Potzberges ein.

Dieses Senkungsfeld bildet gewissermassen die südöstliche Fortsetzung der Bruderwaldsynklinale. Allerdings weist dasselbe eine bedeutend grössere Breite auf als die Synklinale, was aber selbstverständlich ist, sobald wir uns vergegenwärtigen, dass hier ursprünglich in einem höheren Niveau — also zwischen den weiter voneinander entfernten, auseinander tretenden oberen Teilen der beiden Schichtenkuppeln des Hermannsberges und Potzberges — gelegene Partien der Mulde bis ins Niveau der Bruderwaldsynklinale abgesunken sind. Als natürliche Folge dieses Vorganges erscheint auch die Verschiebung der Gesteinszonen beiderseits der Bruchlinie, besonders die in östlicher Richtung eingetretene Verschiebung der mittleren grauen Untercuselerzone und der Sandstein- und Konglomeratzone der oberen roten Untercuselerschichten, welche wir südlich Hergelsroth und nördlich Wolfskirche im gesenkten Teil beobachtet haben. Im Innern des Bosenbach-Niederstaufenbacher Senkungsfeldes legen sich die Odenbacherschichten auf die unteren Cuseler. Indessen ist diese Auflagerung nicht durchweg eine normale, vielmehr tritt im Bosenbachertal westlich Bosenbach eine kleinere bogenförmige Bruchlinie auf, durch welche die östlich dieses Tales nordost-südweststreichenden Konglomeratlager der oberen roten Untercuselerzone abgeschnitten werden. An Stelle der südwestlichen Fortsetzung dieser Lager treten nämlich jenseits des Tales mit demselben Streichen die Odenbacherschichten zutage. Auch bei dieser im Senkungsfeld gelegenen Verwerfung ist also der südlich der Bruchlinie gelegene Schichtenkomplex relativ abgesunken, ebenso wie bei dem bogenförmigen Hauptbruch, der das Senkungsfeld umrandet. (Vgl. Profil II, Profiltafel auf der Strecke zwischen Reichenbach-Härtelwald, und Profil V, südlich vom Kiefernkopf.)

3. Die Schichtenkuppel des Potzberges und seiner nördlichen Ausläufer.

(Siehe Profil I—III und VI—VII, Tafel, und geologische Karte 1 : 25 000.)

Die Schichtenkuppel des Potzberges ist in der Hauptsache ähnlich gebaut wie die bereits besprochenen beiden Kuppeln des Königsberges und Hermannsberges. Auch hier fallen die Schichten mantelförmig nach allen Seiten ab, auch hier finden sich ferner im Kern der Kuppel die ältesten Sedimente der Gegend, die Potzbergschichten, während sich nach aussen ringförmige Zonen immer jüngerer Schichten, d. h. zunächst der Breitenbacher und dann nach aussen der Untercuseler, anschliessen.

Bei näherer Betrachtung sieht man indessen, dass der Bau der Potzbergkuppel sich doch in mehreren wichtigen Punkten von demjenigen der beiden anderen Kuppeln des Gebietes unterscheidet.

Zunächst ist im Kern dieser Kuppel eine grössere Intrusivmasse über Tag nicht zu beobachten. Allerdings soll hier darauf hingewiesen werden, dass dennoch die Möglichkeit des Vorkommens einer solchen Intrusivmasse in der Tiefe nicht ausgeschlossen ist, da ich im Gewölbekern des Nordausläufers des Potzberges, im Bistrichwald, einen Quarzporphyrgang nachweisen konnte. Dieser Gang dürfte wohl von einer grösseren porphyrischen Masse in der Tiefe ausgehen und höchst wahrscheinlich andeuten, dass auch im Kern des Potzberges eine grössere porphyrische Masse vorhanden ist, die jedoch durch die Erosion noch nicht blossgelegt wurde, wie die Massen des Königs- und Hermannsberges.¹⁾

Die Potzbergkuppel ist nicht rundlich wie die östlichen Schichtenkuppeln, sondern mehr oval, in nordsüdlicher Richtung verlängert. Sehr bemerkenswert ist ferner die weitgehende Zerstückelung der Kuppel durch zahlreiche grössere Bruchlinien, unter denen besonders vier mehr oder weniger parallel, westnordwestlich und nordwestlich streichende Bruchlinien im nördlichen Teile des Potzberges und in seinen Nordausläufern hervorzuhelen sind.

Die westlichste dieser Bruchlinien streicht in westnordwest-ostsüdöstlicher Richtung von Rammelsbach über den Remigiusberg nach dem Wolfsgraben am Potzberg. Gegen Osten folgt alsdann die Bruchlinie, die sich von Erdesbach bis Altenglan in nordnordwestlich-südsüdöstlicher Richtung durch das Glantal zieht und sich dann vom Potzberg bis zum Kellerhäusel verfolgen lässt. Daran reihen sich endlich gegen Osten mit demselben Streichen die kleinere Verwerfung westlich des Hirschfeld und die grosse, vom Erzweilertal im Norden bis Föckelberg im Süden nachweisbare Bruchlinie, die unser Untersuchungsgebiet fast in seiner ganzen Breite in nordnordwestlich-südsüdöstlicher Richtung durchsetzt. An allen diesen Bruchlinien ist jedesmal der nordnordöstlich oder nordöstlich gelegene Schichtenkomplex relativ gehoben worden; am stärksten der östlichste Komplex, nordöstlich der grossen Bruchlinie Erzweilertal-Ulmet-Föckelberg. Dieser östlichste, gehobene Schichtenkomplex wird aber auch gegen Norden von einer grossen Bruchlinie begrenzt, welche in ostwestlicher Richtung von Welchweiler zum Balmochkopf zieht und sich dort mit der Bruchlinie Erzweilertal-Föckelberg vereinigt. Das nördlich dieser neuen Bruchlinie gelegene Gebiet zwischen Elzweiler und

¹⁾ Als weitere Stütze unserer Ansicht lässt sich anführen, dass nach Reis (Erläuterungen l. c. S. 131, 132) „die tonsteinartigen Spaltenerfüllungen der (auch am Potzberg auftretenden) Quecksilbergänge auf Porphyre in der Tiefe schliessen lassen“.

Ulmet ist abgesunken und daher kann das zwischen den beiden Bruchlinien Erzweilertal-Föckelberg und Balmochkopf-Welchweiler gelegene, gehobene, keilförmige Gebiet, welchem der Sulzkopf, die Krummackerhöhe und der Bistrichwald angehören, als ein Horst bezeichnet werden.

Da in dem ganzen oben skizzierten Gebiet die Schichten fast durchweg nach Westen, Westnordwesten und Nordwesten einfallen, erscheinen die längs der Bruchlinien gehobenen nordöstlichen Schichtkomplexe infolge der Erosionswirkung jedesmal im Vergleich zu den südwestlich gelegenen Partion gegen Nordwesten verschoben. Die Anordnung der einzelnen Zonen ist daher in diesem Gebiet eine staffelförmige, und je weiter wir nach Nordosten vorschreiten, desto weiter sehen wir die zwischen zwei Bruchlinien gelegenen Staffeln nach Nordwesten verschoben. Ein vorzügliches Beispiel für das Gesagte bietet uns das Hauptkalklager der Untercuselerschichten. Wir sehen dasselbe im Westen des Remigiusberges nord-südlich streichen und bei Rammelsbach durch die westlichste Bruchlinie abgeschnitten. Nördlich davon trifft man die untere rote Untercuselerszone, während das Kalklager am Nordabhang des Cuselbachtals bei Rammelsbach etwas gegen Westen verschoben ist. Über den Strassberg zieht dasselbe nun mit ostnordöstlichem bis nordöstlichem Streichen bis ins Glantal nördlich Altenglan bei der Mühle. Dort wird es durch die Glantaler Verwerfung abgeschnitten, und jenseits des Glan streicht seine östliche Fortsetzung erst am Westfuss des Hirschfeld — also ziemlich weit nach Nordwesten verschoben — ins Tal hinaus. Durch die kleine Verwerfung am Westabhang des Hirschfeld wird diese wiederum — allerdings nur schwach — gegen NW. verschoben, und dann zieht das Kalklager mit nordöstlichem Streichen am Südabhang des Hirschfeld entlang. Durch die grosse Bruchlinie Erzweilertal-Föckelberg wird es indessen am Bächelskopf abermals abgeschnitten. Seine Fortsetzung ist östlich dieser Bruchlinie im Sulzkopfer Horst ganz bedeutend nach Nordwesten verschoben und zieht dort mit nordöstlichem Streichen an den Abhängen des Sulzkopfes hin, indem es dann nördlich der Scharte von der Balmochkopf-Welchweiler Bruchlinie abgeschnitten wird.

Die Potzberger Schichtenkuppel ist auch orographisch viel weniger einheitlich als die beiden Kuppeln des Königsberges und Hermannsberges.

Der Glan und seine Nebenflüsse haben das Gebiet in verschiedene orographisch selbständige Teile zerlegt und den eigentlichen Kern der Kuppel, den Potzberg, von einem äusseren Ring von Berggruppen abgetrennt. Während der Potzberg selbst bloss aus den mantelförmig gelagerten Gesteinen der Potzbergstufe besteht, werden die ihn rings umgebenden Berggruppen aus den diesen Kern nach aussen umschliessenden ringförmigen Zonen der Breitenbacher- und Untercuselerschichten gebildet. Gerade diese äusseren Zonen lassen aber die Tektonik deutlicher erkennen als der den Kern der Kuppel einnehmende Potzberg, welcher nur aus einer petrographisch eintönigen Schichtenfolge, aus Potzbergsschichten, besteht. Wir beginnen daher unsere detaillierte Betrachtung der Potzbergkuppel mit der Untersuchung der äusseren Zonen und wenden uns erst nachher dem eigentlichen Potzberg zu.

Unsere Betrachtungen erstrecken sich hierbei bloss auf den nördlichen Teil der Potzbergkuppel, da mir nur dieser aus eigener Anschauung bekannt ist, während der auf unserer Karte im Massstab 1:25 000 südlich der Linie Theisbergstegen-Rutsweiler am Glan—Niederstauftenbach ebenfalls dargestellte südliche Teil des Potzberges von Dr. Otto M. Reiss aufgenommen wurde. Dr. Reiss wird in einer besonderen Arbeit auf den Bau des Potzberges zurückkommen.

Wir beginnen also die detaillierte Beschreibung der Potzbergkuppel mit der Untersuchung der dem Potzberg westlich und nördlich vorgelagerten Berggruppen und zwar zunächst mit dem im Westen gelegenen Remigiusberg.

Der geologische Bau des Remigiusberges ist sehr einfach. Wie Profil II der Profiltafel zeigt, besteht der Berg aus einer den Potzbergsschichten aufgelagerten Serie mit 5—20° nach Westen einfallenden und annähernd nordsüdstreichenden Gesteinszonen.

Der Ostabhang des Berges wird aus den hier ziemlich mächtigen Breitenbacherschichten gebildet, in deren Liegendem bei Theisbergstegen noch die obersten, aus intensiv roten Sandsteinen bestehenden Lagen der Potzbergsschichten anstehen. Der Kamm selbst besteht aus dem im vorhergehenden Abschnitt (Seite 30) ausführlich besprochenen Cuselitintrusivlager, welches auf dieser Strecke ziemlich konform den Breitenbacherschichten eingeschaltet ist. Im Dach des Cuselitlagers tritt nämlich eine schmale Zone kontaktmetamorph veränderter, grauer, schiefriger Gesteine und graulicher Sandsteine auf, welche ich noch als oberste Breitenbacherschichten ansehe. Im Hangenden dieser Gesteine folgt dann, den Westabhang des Remigiusberges bildend, die hier ziemlich mächtige untere rote Zone der Untercuselerschichten. Der Rammelsbach trennt diese Zone von der gegen Westen hin folgenden mittleren grauen Zone mit dem Hauptkalklager, welches sehr flach mit 5—15° nach Westen einfällt. Die obere rote Zone, mit etwa 20° nach Westen einfallend, und dann die Odenbacherschichten schliessen das Profil nach Westen hin ab.

Der geschilderte Bau ändert sich etwas im südlichen Teil des Berges, südlich einer von Haschbach nach Osten bis ins Glantal bei Rutsweiler gezogenen Linie. Hier sieht man nämlich den Cuselit aus der bisher verfolgten, annähernd nordsüdlichen Richtung im Bogen stark nach Westen abbiegen. Er zieht so über die alte Burg und St. Remigius bis zu dem Haschbacherberg im Süden von Haschbach. Hand in Hand mit dieser westlichen Ausbiegung des Cuselitlagers beobachtet man auch eine starke Umbiegung der angrenzenden Sedimentschichten. Schon die Potzbergsschichten an der Basis des Remigiusberges bei Theisbergstegen folgen dieser neuen Richtung, indem sie nordost-südwestlich streichen und nach Nordwesten einfallen; ähnliches zeigen die hangenden Breitenbacherschichten, und ganz besonders schön lässt sich diese Ausbiegung der Schichten am Verlauf des Hauptkalklagers östlich und südlich von Haschbach verfolgen.

Am Weg von Haschbach nach der alten Burg Remigiusberg streicht die mittlere Untercuselerszone mit dem Kalklager nordost-südwestlich und fällt nach Nordwesten ein. Folgt man von dort dem Weg, der am früheren Kalkbruche vorbei nach Haschbach führt, so sieht man südwestlich dieses Bruches im Strassengraben die Schiefer der grauen Zone anstehen und zwar hier mit genau ostwestlichem Streichen und senkrechtem Einfallen. So erreicht diese Zone das Haschbacherthal südlich Haschbach. Dann aber ändert sie am Westabhang dieses Tales wiederum ihre Streichrichtung und umzieht den Haschbacherberg bogenförmig, indem sie am Nordabhang dieses Berges zunächst mit 15° nach Nordwesten und dann mit 28° nach Westnordwesten einfällt, dagegen in der Gipfelregion des Berges, westlich des Cuselites, mit 10° nach WSW einfällt. Diese eigentümliche Umbiegung der Untercuselerschichten am Haschbacherberg ist wohl auf eine Beeinflussung durch das an dieser Stelle nach Westen ausgebogene Cuselitlager des Remigiusberges zurückzuführen.

Die nordsüdstreichenden Gesteinszonen des Remigiusberges werden in der Gegend von Rammelsbach durch die Bruchlinie abgeschnitten, welche in ost-westlicher Richtung dem Tal des Kuselbaches westlich von Rammelsbach folgt, dann von diesem Orte an gegen Osten in nordwest-südöstlicher Richtung den Kamm zwischen Remigiusberg und Rammelskopf durchsetzt und nordöstlich der Streitmühle das Glantal erreicht.

Diese Bruchlinie fällt jedem in die Augen, der vom Glantal aus den Cuselitkamm des Remigiusberges aufmerksam betrachtet. Man sieht hier schon von weitem, wie die dunkle, prismatisch zerklüftete Cuselitmauer, die den Remigiusberg krönt, nordöstlich oberhalb der Streitmühle abbricht und wie sie gegen Norden hin ihre Fortsetzung findet in der gehobenen Cuselitplatte des Rammelskopfes. Am Westabhang des Remigiusberges ist die Bruchlinie ebenfalls in schönster Weise aufgeschlossen. Man kann dort die Gesteinszonen des Remigiusberges mit nordsüdlichem Streichen bis zur Bruchlinie verfolgen und beobachtet beispielsweise am Weg von Rammelsbach nach Hundspet die untere rote Zone der Unteren Cuselerschichten, welche fast den ganzen Westabhang des Berges einnimmt, und am Kamm des Berges, im Liegenden dieser Schichten, ein schmales Band von kontaktmetamorph veränderten Breitenbacherschichten. Diese letzteren sind das direkte Hangende des den Remigiusbergkamm bildenden Cuselitlagers. Durch die Bruchlinie werden nun alle diese Schichten abgeschnitten, und nördlich davon stossen direkt an dieselben Gesteine der relativ gehobenen Serie, nämlich die Cuselitplatte des Rammelskopfes, und im Dache derselben bei Rammelsbach dieselben kontaktmetamorphen Breitenbacherschichten, die wir bereits im Südflügel der Verwerfung, hier aber am Kamm des Berges kennen gelernt haben. Diese am Westabhang des Rammelskopfes so deutlich zutage tretende Hebung des nördlich der Bruchlinie gelegenen Komplexes zeigt sich auch gegen Westen hin an den Nordabhängen des Kuselbachtals. Die sämtlichen Gesteinszonen erscheinen nämlich hier im Vergleich zu den entsprechenden Zonen des südlichen Talgehänges nach Westen vorgeschoben (vgl. die geologische Karte 1:25 000). Ein Profil, welches in nordwestlicher Richtung vom Glantal über den Rammelskopf etwa nach dem Erzborn gezogen wäre, würde dieselbe Schichtserie zeigen wie das Profil durch den Remigiusberg (siehe Profiltafel, Profil II auf der Strecke westlich vom Glan). Nur würden hier die Schichten nach Nordwesten einfallen und südwest-nordöstlich streichen. Dieses Streichen und Fallen behalten nun die sämtlichen Gesteinszonen bis ins Glantal bei. Dort an den Westabhängen des Tales zwischen Altenglan und Erdesbach ist die gesamte Schichtenfolge schön aufgeschlossen. Altenglan selbst steht auf Gesteinen der unteren roten Zone der Untercuselerschichten. In der Hauptsache sind es intensiv rote Schieferletten; gegen die Dorf-mühle hin treten dazu auch grünliche Sandsteine und konglomeratische Lagen. Auf diese nordwestfallenden Schichten legt sich mit gleichem Fallen die mittlere graue Zone mit dem Hauptkalklager. Diese Zone beginnt bei der Dorf-mühle, und das Hauptkalklager streicht westlich derselben ins Tal hinaus. In der Gegend der Ziegelhütte beginnt im Hangenden der grauen Zone die obere rote Zone. In derselben fällt besonders eine auch orographisch vortretende, grünlich gefärbte konglomeratische Sandsteinbank auf, welche mit nordwestlichem Einfallen von 20° das Tal ungefähr dort erreicht, wo der Glan, nördlich der Ziegelhütte, in scharf knieförmiger Biegung aus nordwestlicher in nordöstliche Richtung übergeht. Auf die Untercuselerschichten legen sich südlich Patersbach die Ode:

bacherschichten; ungefähr in der Mitte dieser Stufe streicht bei Patersbach ein schwaches Kohlenflötz und im Dach desselben (längs des Weges Patersbach-Zohlwald) ein Kalklager mit nordöstlichem Streichen ins Tal hinaus. Dicht im Norden von Patersbach beobachtet man alsdann das Feisterkonglomerat mit dem Kohlenflötz in seinem Dache, und dann folgt bis Erdesbach die Alsenzerzone deren Gesteine mit 20—30° nach Nordwesten einfallen und südwest-nordöstlich streichen.

Der östlich des Glan gelegene Komplex streicht ebenso wie der westlich dieses Flusses liegende nordöstlich und zeigt durchweg nordwestliches Einfallen. Er weist, wie ein Blick auf Profil III der Profiltafel lehrt, zwischen dem Reichenbachertal und dem Glantal, nordwestlich vom Schneidehen, durchaus dieselbe Schichtserie auf wie der eben besprochene, westlich des Glan gelegene Komplex. Auch hier sehen wir, wie die Potzbergstufe nach Nordwesten hin von immer jüngeren Bildungen überlagert wird, welche sämtlich südwest-nordöstlich streichen und nordwestlich einfallen. Aber eine genaue Betrachtung beider Talgehänge zeigt, dass trotz dieses analogen Baues die Schichten nicht einfach über das Glantal setzen, dass dieselben vielmehr durch die nordnordweststreichende Glantalerbruchlinie verworfen werden. Der östlich dieser Bruchlinie gelegene Schichtenkomplex wurde relativ gehoben, und daher erscheinen die einzelnen Gesteinszonen desselben im Vergleich zu denjenigen westlich des Glans nicht unbedeutend nach Nordwesten verschoben. So sehen wir hier die Breitenbacherschichten, welche sich nördlich des Reichenbachertales auf die Potzbergsschichten legen, erst am Baumbach südlich vom Hirschfeld von der nächst jüngeren Zone (der unteren roten Zone der Untereuselerschichten) überdeckt. Die mittlere graue Zone mit dem Untereuseler Hauptkalklager erscheint erst am Südfuss des Hirschfelder Cuselitlagers und streicht, im Vergleich zu den analogen Schichten des Westabhangs, bedeutend gegen Nordwesten verschoben, ins Glantal hinaus. Dann folgt nordwestlich vom Hirschfeld die obere rote Zone, welche bis zum Sulzbachtal nördlich Bedesbach ansteht und erst nördlich von diesem Tal von den Odenbacherschichten des Schneidehen überlagert wird.

Am Westabhang des Hirschfeld lässt sich noch eine kleinere Verwerfung nachweisen, welche, der Glantaler Bruchlinie parallel, eine nordnordwestliche Richtung zeigt, und längs deren ebenfalls der östlich gelegene Komplex etwas gehoben wurde. Man sieht nämlich, dass das ziemlich schwache Cuselitlager, welches am Westabhang des Hirschfeld in zwei Steinbrüchen abgebaut wird und der mittleren grauen Untereuselerzone eingelagert ist (vgl. Textfigur 13 S. 31), gegen Osten hin abbricht, und dass in der östlichen Fortsetzung seines Streichens am Südabhang des Hirschfeld die Kalkbänke der Untereuselerschichten auftreten, während als seine östliche Fortsetzung offenbar die nach Nordwesten verschobene und im Vergleich zu ihm gehobene Cuselitplatte des Hirschfeldkammes anzusehen ist.

Eine neue nordnordweststreichende Bruchlinie schneidet die betrachteten Schichten im Osten ab; es ist die grösste Bruchlinie unseres Gebietes, welche sich von Hergelloch nordöstlich Föckelberg am Potzberg bis zum Luzzelertal an der preussischen Grenze verfolgen lässt. Dieser neue Bruch zieht von Hergelloch zunächst in nordwestlicher Richtung durch das Sulzbachtal bis zum Strassenwald; von dort ab nimmt er alsdann eine mehr südwestliche Richtung an, tritt aus dem Potzberg hinaus, setzt westlich des Luzzelertals durch das Reichenbachertal und zieht dann über Öldeich nach dem

Bächelskopf, östlich vom Hirschfeld. Von hier streicht er in ziemlich gerader Linie über Kerzenrech, den Westabhang des Sulzkopf nach der Südostseite des Balmochkopf, wo er wiederum eine mehr nordwestliche Richtung annimmt, um über Ulmet nach dem Erzweilertal zu ziehen, wo er zwischen Brückenberg und Waldkopf sein Ende findet. Mit dieser gewaltigen Bruchlinie vereinigt sich nördlich vom Balmochkopf eine zweite ostweststreichende bedeutende Bruchlinie, die sich gegen Osten hin über Lachenpest, Hellenberg zwischen Scharte und Bohrbachwies, das Hinzenbachtal bis nach Welchweiler verfolgen lässt. Durch diese beiden am Balmochkopf sich vereinigenden Bruchlinien wird ein keilförmiges, annähernd dreieckiges Gebiet umgrenzt, dessen Kulminationspunkte durch den Sulzkopf, die Krummackerhöhe, Kandelsrech und den Bistrichwald gebildet werden. Da dieses keilförmige Gebiet längs der dasselbe gegen Westsüdwest begrenzenden Bruchlinie Föckelberg-Erzweilertal ebenso wie längs der ostweststreichenden Bruchlinie Balmochkopf-Welchweiler im Norden, relativ gehoben wurde, die Umgebung aber abgesunken ist, so kann es als ein mächtiger, keilförmiger Horst bezeichnet werden, dem wir den Namen Sulzkopferhorst beilegen wollen.

Dieser Horst ist als der am höchsten gehobene und darum am weitesten nach Nordwesten vorgeschobene Teil der Potzbergkuppel anzusehen und repräsentiert das nördliche Ende dieser Kuppel.

Sein Kern wird durch einen schmalen Streifen Potzbergsschichten gebildet, welcher zunächst in nordwestlicher Richtung vom Reichenbachtal westlich Friedelhausen über Hinzelberg, Öldeich, Höhe bis zum Bächelskopf verfolgt werden kann.

Auf dieser ganzen Strecke wird der Potzbergsandstein gegen Westen durch die grosse Bruchlinie abgeschnitten, die wir oben erwähnten; er ist längs dieser Verwerfung gehoben und seine Schichten fallen nach Nordosten ein, während die im Westen, jenseits der Bruchlinie, an ihn grenzenden Breitenbacher- und Unter-cuselerschichten südwest-nordöstlich streichen und nach Nordwesten einfallen.

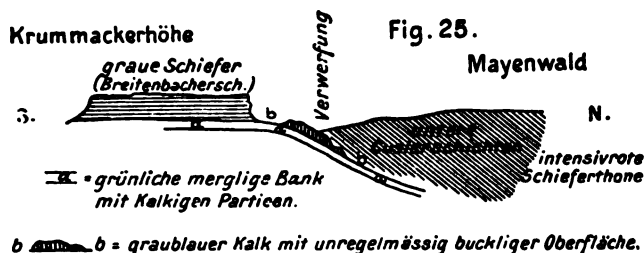
Am Bächelskopf und nördlich der sogenannten Höhe tritt nun eine Umbiegung der Potzbergsschichten ein; dieselben führen eine halbkreisförmige Drehung aus und gehen gegen Nordosten hin in eine südwest-nordöstliche Streichrichtung über, die über den Bistrichwald bis zur Krummackerhöhe anhält. Dieser nordöstlich streichende, aus Potzbergsschichten und einem diese im Bistrichwald durchsetzenden Quarzporphyrgang bestehende Streifen zwischen Bächelskopf und Krummackerhöhe bildet den Scheitel des allmählich sich verflachenden und unter Breitenbacherschichten untertauchenden Nordendes des Potzberggewölbes, welches gegen Nordosten hin verkehrt löffelförmig unter den es rings umhüllenden Mantel von Breitenbacherschichten hinabsinkt. Dieses Hinabsinken ist am regelmässigsten gegen Südosten, wo die Breitenbacherschichten zwischen Hohenestl und Lochwiese mit südöstlichem Fallen von 20—40° die ebenfalls, aber schwächer südostfallenden oder horizontal gelagerten Potzbergsschichten des Bistrichwaldes regelmässig überlagern. Gegen Nordosten, auf Krummackerhöhe, ist dieses Hinabsinken weniger regelmässig; dort scheinen die horizontalgelagerten Breitenbacherschichten nördlich der westlichen Fortsetzung der (bereits bei Gelegenheit der Betrachtung des Baues der Hermannsbergkuppel besprochenen) Horsthöheverwerfung abgesunken zu sein (vgl. Profil VI Profiltafel, Gegend der Krummackerhöhe). Gegen Nordwesten ist leider die Überlagerung der Potzbergsschichten durch die Breitenbacher durch Schuttmassen verdeckt, und es wäre wohl möglich, dass hier ebenfalls eine Bruchlinie die im Bistrichwald horizontal gelagerten Potzbergsschichten von den am

Kandelsrech nordwestfallenden Breitenbacherschichten abtrennt (vgl. Profil VII zwischen Sulzkopf und Hohenestl).

Diese Breitenbacherzone des Sulzkopferhorstes ist als die gehobene und nach Nordwesten vorgeschobene Fortsetzung der Breitenbacherschichten zwischen Reichenbach und Hirschfeld anzusehen. Sie stösst gegen Westsüdwesten infolge des grossen hier durchziehenden Bruches an bedeutend jüngere Schichten: am Bäckelskopf an die mittlere graue Untercuselerzone mit dem eingelagerten Hirschfelder Cuselitlager, am Kerzenrech östlich Bedesbach an die obere rote Zone der Untercuselerschichten. Auf dieser Strecke ist die Bruchlinie besonders am Kerzenrech schon von weitem sichtbar, dank des Farbenkontrastes zwischen den grauen Breitenbacherschichten mit eingelagerten Kohlenflötzen und den intensiv rotgefärbten Gesteinen der oberen Untercuselerschichten.

Mit nordöstlichem Streichen und schwachem ($5-10^\circ$) nordwestlichen Einfallen zieht die Breitenbacherzone mit dem eingelagerten, hier sehr schön entwickelten Breitenbacherflötz über Kandelsrech, Hellenberg bis zu der westoststreichenden Bruchlinie, die vom Balmochkopf nach Welchweiler hinüberzieht. Durch diese Störung werden die Breitenbacherschichten gegen Norden abgeschnitten; nördlich von ihr liegt eine abgesunkene Partie horizontal gelagerter oder schwach nördlich fallender, jüngerer Schichten (obere rote Zone und darüber gegen Norden hin bis Gumbweiler, St. Julian Odenbacherschichten).

Dass diese Bruchlinie Balmochkopf-Welchweiler wenigstens in ihrem östlichen Teil mehr flexurartig ausgebildet ist, zeigen die schönen, in Textfigur 25 dargestellten Aufschlüsse am Weg Krummackerhöhe



am Weg Krummackerhöhe Mayenwald westlich von Welchweiler, etwas südwestlich von der Stelle, wo vom Weg Mayenwald-Krummackerhöhe der nach Welchweiler führende Weg abzweigt. Nachdem man,

von Krummackerhöhe herkommend, die horizontal gelagerten grauen Schiefer der Breitenbacherschichten durchquert hat, ist man sehr erstaunt, an der genannten Stelle zu beobachten, wie der aus diesen Gesteinen gebildete Kamm der Krummackerhöhe gegen Norden hin plötzlich abbricht und wie nun gegen den Mayenwald hin intensiv rote Schiefertone und Sandsteine der oberen roten Zone der Unteren Cuselerschichten an seine Stelle treten. Diese roten Gesteine fallen mit $30-40^\circ$ nach Nordnordwesten, teils auch nach Ostnordosten ein, und der Farbenkontrast gegenüber den graulichen, grüngelblich anwitternden Breitenbacherschiefern der Krummackerhöhe ist ein wahrhaft frappanter. Auf den ersten Blick möchte man daher geneigt sein, eine gewöhnliche Bruchlinie anzunehmen, deren Nordflügel aus gesenkten Untercuseler, deren Südflügel dagegen aus gehobenen Breitenbacherschichten bestünde.

Indessen lehrt eine genauere Betrachtung, dass hier mehr ein flexurartiges Abbiegen der Breitenbacher- unter die Unteren Cuselerschichten stattfindet. Wie Textfigur 25 zeigt, beobachtet man nämlich an der Basis der grauen Breitenbacherschiefer eine grünliche mergelige Bank, welche gegen Norden hin ganz allmählich unter die Untercuselerschichten hinabbiegt.

Auf die vom Kerzenrech über Kandelsrech bis zum Hellenberg in nordöstlicher Richtung streichende Breitenbacherzone, die wir bereits oben betrachtet haben, folgen gegen Nordwesten hin im Gebiet des Sulzkopfes die ebenfalls nordöstlich streichenden und mit $10\text{--}30^\circ$ nach Nordwesten einfallenden Untercuselerschichten, denen das Cuselitlager des Sulzkopfes eingeschaltet ist.

Die drei Zonen der Untercuselerschichten liegen, wie Profil VII der Profiltafel in der Gegend des Sulzkopfes zeigt, regelmässig übereinander; am Südostfuss des Sulzkopfes beobachtet man zunächst die untere rote Zone, darüber folgt die mittlere graue Zone mit dem Hauptkalklager, zwischen welches das den Sulzkopfkamm bildende Cuselitlager eingeschaltet ist, und endlich legt sich am Nordabhang des Sulzkopfes auf diese mit etwa 30° nach Nordwesten fallende Zone die mit 25° nordwestlich einfallende obere rote Zone. Die besprochenen Zonen der Untercuselerschichten und das ihnen eingelagerte Cuselitlager nehmen einen schmalen dreieckigen Raum im Gebiet des Sulzkopfes ein; es ist dieses die zwischen den beiden Bruchlinien Föckelberg-Erzweilertal und Balmochkopf-Welchweiler gelegene Spitze des Sulzkopferhorstes, welche darum gegen Nordwesten hin immer schmaler wird, weil sich die beiden den Horst einfassenden Bruchlinien in dieser Richtung mehr und mehr nähern, um sich schliesslich nördlich des Balmochkopfes zu vereinigen.

Dass dieses dreieckige, horstartige Gebiet rings von Bruchlinien eingefasst wird, ist besonders schön in der Gegend zwischen Balmochkopf und Lachenpest zu beobachten, wo die roten Gesteine der oberen Untercuselerzone wie eine Zunge in die im Nordosten ebenso wie im Südwesten direkt daranstossende graue Odenbacherzone hineinragen.

Dass die grosse Bruchlinie, die von Föckelberg her längs des Südwestrandes des Sulzkopferhorstes nach Nordnordwesten zieht, an der Vereinigungsstelle mit der ostweststreichenden Bruchlinie Welchweiler-Balmochkopf, südlich Ulmet, nicht ihr Ende erreicht, sondern von da noch weiter gegen Nordwesten, Ulmet und das Glantal durchsetzend, bis nahe der preussischen Grenze sich verfolgen lässt, soll nun noch kurz besprochen werden.

Die Aufschlüsse um Ulmet sind zwar wenig günstig und lassen auch keine sicheren Schlüsse über den Verlauf der nördlichen Fortsetzung der Bruchlinie zu, dagegen bieten die südöstlichen Abhänge des Brückenberges und Waldkopfes günstigere Anhaltspunkte. Dort sieht man, wie die oberen Lebacher-schichten und im Dach derselben der Grenzmelaphyr von der Ruth her gegen Nordosten sich allmählich immer tiefer an den Abhängen hinabziehen und wie die oberen Lebacher-schichten schliesslich etwas nordöstlich vom Schanzengraben die Sohle des Glantales erreichen. Nordöstlich davon, am Südabhang des Waldkopfes, stehen aber ganz mit demselben nordöstlichen Streichen wie die oberen Lebacher- ganz andere Schichten an, welche wahrscheinlich die Hoferstufe und die unteren Lebacher-schichten repräsentieren. Die oberen Lebacher sind über diesem Komplex allerdings nicht sichtbar, sondern durch gewaltige Schuttmassen überdeckt, dagegen liegt der Grenzmelaphyrzug darüber am Waldkopf in bedeutend höherem Niveau als am Brückenberg. Es steht somit ausser Zweifel, dass die grosse von Föckelberg herziehende Bruchlinie sich nördlich Ulmet bis nahe zum Erzweilertal verfolgen lässt und dort zwischen Brückenberg und Waldkopf ihr Nordende erreicht. Hier, an ihrem nördlichen Ende, durchsetzt sie auch die jüngsten Bildungen unseres Gebietes, die oberen Lebacher-schichten und den Grenzmelaphyr; ihre endgültige

Ausgestaltung kann daher erst nach Bildung dieser Gesteine stattgefunden haben, wenn auch möglicherweise ihre erste Anlage in ältere Perioden zurückreicht. Auch an ihrem Nordende beobachtet man, wie aus dem Vorhergehenden hervorgeht, dass der nordöstlich von ihr gelegene Schichtenkomplex relativ gehoben worden ist, der südwestliche Komplex dagegen gesenkt erscheint.

Nachdem wir im vorhergehenden die dem Potzberg im Westen und Norden vorgelagerten Berggruppen besprochen haben und nachdem wir bereits in einem früheren Abschnitt (siehe Seite 43) die Bruderwaldsynklinale, welche sich gegen Osten anschliesst, eingehend betrachtet haben, können wir nunmehr zu einer Besprechung des eigentlichen Potzberg übergehen, soweit derselbe von mir selbst untersucht worden ist.¹⁾

Der Potzberg repräsentiert den aus Potzbergsschichten gebildeten Kern der Potzbergsschichtenkuppel. Dementsprechend sind die Potzbergsschichten hier mantelförmig gelagert und fallen allseitig vom Zentrum des Berges nach aussen ab (vgl. Profil I und II in der Profiltafel). Diese mantelförmige Lagerung wird aber in ihrer regelmässigen Ausbildung durch zahlreiche, die Schichten durchsetzende Bruchlinien gestört. Da in dem eintönigen Sandsteinkomplex des Potzberges diese Bruchlinien sich verhältnismässig schwer feststellen lassen, gehen wir hier so vor, dass wir die uns bereits bekannten Bruchlinien im Westen und Norden des Potzberges in den Kern des Berges hinein zu verfolgen suchen.

Die Bruchlinie, die von Rammelsbach her in südöstlicher Richtung den Remigiussberg zwischen Rammelskopf und Hundspetz durchsetzt und nordöstlich der Streitmühle das Glantal erreicht, lässt sich verhältnismässig leicht im Potzberg weiter verfolgen. Genau in der südlichen Fortsetzung ihres Streichens finden wir nämlich im sogenannten Wolfsgraben, südwestlich vom Kellerhäusel, eine Störung der groben Konglomeratbank, die sich um den ganzen Nordabhang des Potzberges verfolgen lässt. Diese Bank streicht als mächtige Mauer vom Kellerhäusel her mit westsüdwestlichem Streichen und nordnordwestlichem Einfallen von 25—30° bis nach dem Wolfsgraben, dort aber findet sie ihr Ende, und ihre ins Liegende verworfene südwestliche Fortsetzung wird unstreitig von der Konglomeratbank gebildet, welche am Südhang des Wolfsgrabens erst östlich des erwähnten Kellerhäusler Konglomeratlagers zu beobachten ist und sich von hier mit nordost-südwestlichem Streichen und nordwestlichem Einfallen nach dem Lochwiesgraben ob Rutsweiler hinzieht.

Aus diesen Verhältnissen ergibt sich, dass der Wolfsgraben von einer Bruchlinie durchzogen wird, und dass der nordnordöstlich von ihr gelegene Komplex gehoben worden ist. Da nun diese Bruchlinie genau in der südöstlichen Fort-

¹⁾ Ich werde im folgenden nur ganz kurz die Tektonik des nördlichen Teiles des Potzberges besprechen. Manches bleibt im Detail unsicher, da die tektonischen Verhältnisse schwer zu entwirren sind, die Untersuchung des Berges zeitlich beschränkt und unter zwei Aufnahmegeologen verteilt war. Ursprünglich war ausserdem bloss die Publikation einer Karte im Masstab 1:100 000 geplant. Auf der dieser Arbeit beigegebenen Karte im Masstab 1:25 000 wurde der Potzberg grösstenteils nach den Aufnahmen von Dr. Otto M. Reis dargestellt, derselbe ist daher besonders für die Begründung der zur Darstellung gelangten Bruchlinien verantwortlich. Im Detail stimmen die Anschauungen von Reis und mir nicht immer überein, wie aus dem folgenden Text und einem Vergleich der nach unserer Auffassung entworfenen tektonischen Skizze (Textfigur 28) mit der geologischen Karte 1:25 000 ersichtlich ist. Dr. Reis wird übrigens den Bau des Potzberges später noch im Zusammenhang besprechen.

setzung der Remigiusberger Bruchlinie liegt, scheint es mir unzweifelhaft, dass sie die Fortsetzung derselben darstellt.¹⁾

Schwieriger ist es, die Glantalerbruchlinie nach dem Kern des Potzberges weiter zu verfolgen. Indessen glaube ich, dass dieselbe vom Glantal, südsüdöstlich Altenglan, in südöstlicher Richtung über den Hüttenwald nach dem Mühlbachtal zieht, dann beim Erbstollen in eine neue südsüdwestliche Richtung umbiegt und nun dem Tälchen folgt, welches sich vom Erbstollen nach dem Dreikönigsberg hinaufzieht, um östlich des Kellerhäusel am Weg nach dem Potzberg ihr Ende zu finden.

An dieser Linie enden nämlich zwei auch orographisch stark vorragende, südost-nordweststreichende und nordostfallende Konglomeratzüge, von denen der südliche sich vom Hutschbach her nördlich des Dreikönigszuges bis zum Mühlbachtal südlich vom Erbstollen verfolgen lässt, während der nördliche, vom Strassenwald nach dem Erbstollen streichende Zug ebenfalls am Mühlbachtal beim Erbstollen sein Ende erreicht. Andererseits endet an derselben Linie weiter südlich auch der von Westen heranziehende Kellerhäusler Konglomeratzug, dessen westliche Fortsetzung wir bereits oben angetroffen haben.²⁾

Die grösste Bruchlinie unseres Gebietes, welche wir oben bereits vom Erzweilertal in südsüdöstlicher Richtung über Ulmet, Balmochkopf, Kerzenrech, Bächelskopf bis ins Reichenbachertal westlich vom Hinzberg (westlich Friedelhausen) verfolgt haben, lässt sich auch im Potzberg weiter verfolgen. Ihr Verlauf ist in diesem Gebiet dadurch gekennzeichnet, dass die südwestlich von ihr gelegenen Potzbergschichten schwach (mit etwa 20°) nach Nordosten einfallen, während die nordöstlich von ihr gelegene Zone sich durch ein sehr steiles, oft senkrechtes, oder sogar völlig überkipptes südwestliches Einfallen der Schichten auszeichnet.

Dieses verschiedenartige Einfallen der Schichten beiderseits der Bruchlinie lässt sich schon in den östlichen Teilen des Hüttenwaldes und östlich vom Strassenwald westlich Friedelhausen beobachten; denn im Hütten- und Strassenwald fallen die Potzbergschichten mit 20° nach Nordosten ein, während gegen Friedelhausen hin ein senkrechtes Einfallen beobachtet werden kann.

Sehr schön ist dieses steile Einfallen des nordöstlich der Bruchlinie gelegenen Schichtenkomplexes im Hutschbachtal südwestlich von Friedelhausen aufgeschlossen. Wie Textfigur 26 zeigt, sieht man dort, dass sich die Gesteine

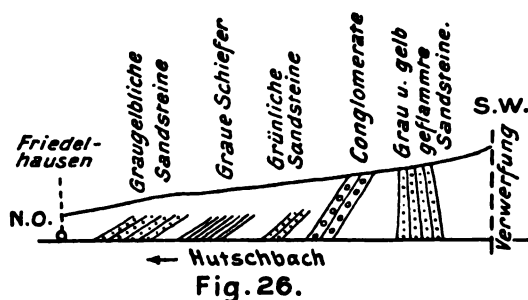


Fig. 26.

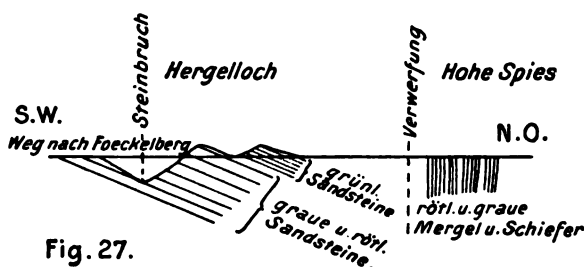


Fig. 27.

¹⁾ Diese Bruchlinie am Wolfsgraben wird von Dr. Reis ebenfalls angenommen.

²⁾ Nach der Ansicht von Dr. Reis würde diese Bruchlinie vom Erbstollen aufwärts nicht dem Mühlbachtal folgen, sondern von diesem Punkte an umbiegen und in ost-südöstlicher Richtung nach dem Hutschbachtal weiterziehen. Der Kellerhäusler Konglomeratzug würde dagegen nach Reis durch eine andere Bruchlinie abgeschnitten, die, dem Quecksilbergang des Dreikönigszuges parallel, ebenfalls ost-südöstlich streichen würde.

der Potzbergstufe gegen Südwesten hin immer steiler aufrichten und dass sie schliesslich in der Nachbarschaft der Bruchlinie senkrecht stehen, ja sogar widersinnig mit 85° gegen Südwesten in den Berg hineinfallen. Endlich zeigen sich ähnliche Verhältnisse noch weiter nach Südosten hin am Weg, der von Föckelberg über Hergelloch nach Hohe Spies führt. Wie Textfigur 27 zeigt, beobachtet man dort in den Steinbrüchen von Hergelloch, dass die Potzbergsandsteine mit 20° nach Nordosten einfallen. Schreitet man aber von dieser Stelle nur eine kurze Strecke gegen Nordosten weiter, so ist man überrascht, rötliche und graue schiefrige Gesteine anzutreffen, welche senkrecht einfallen.¹⁾

III. Tektonische Zusammenfassung und Schlussfolgerungen.

1. Tektonische Zusammenfassung.

(Vgl. hierzu die tektonische Skizze, Textfigur 28.)

Wir haben in den vorhergehenden Abschnitten ausführlich dargetan, dass unser Untersuchungsgebiet einen ganz eigenartigen tektonischen Bau aufweist. Der pfälzische Sattel, der auch unser Gebiet durchzieht, trägt hier drei gewaltige Schichtenkuppeln,²⁾ von denen zwei einen aus Intrusivmassen bestehenden Kern umschliessen.

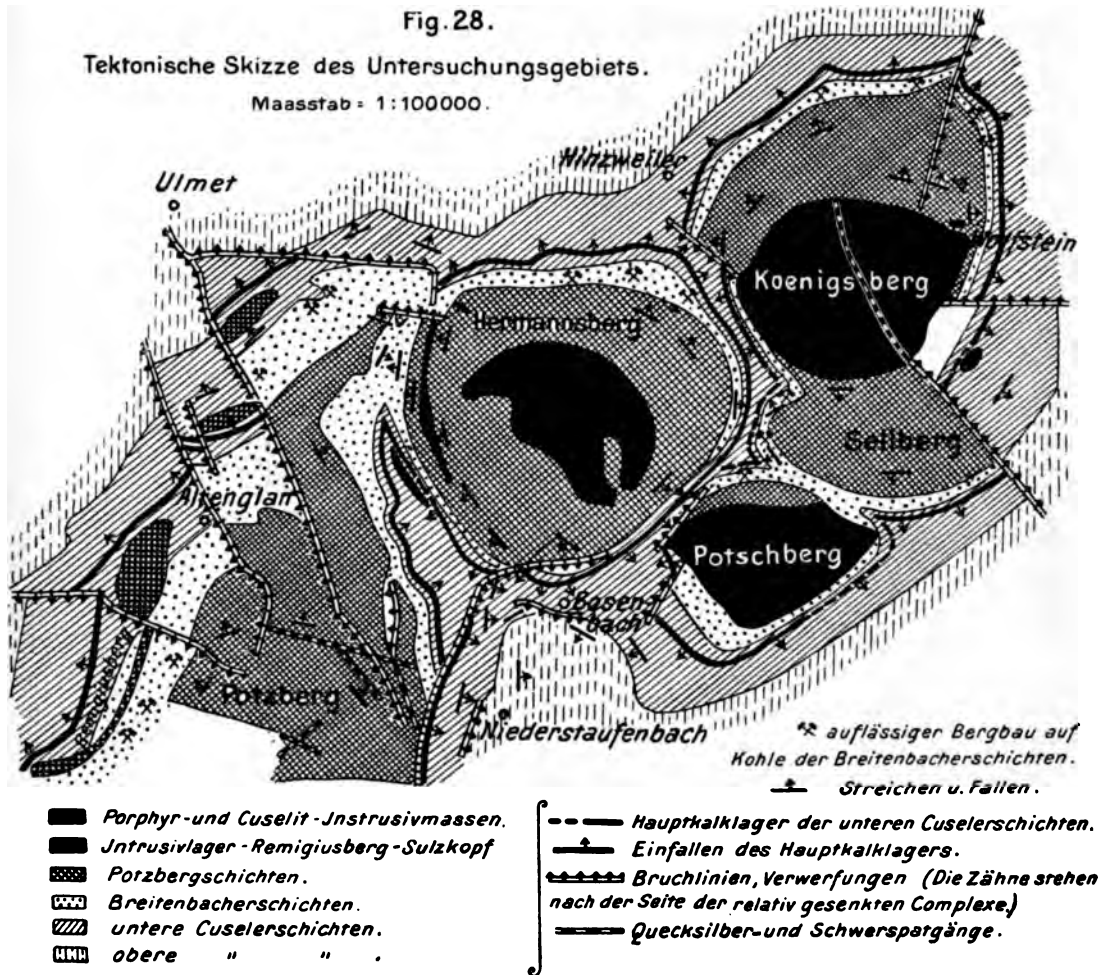
Die östlichste der drei grossen Schichtenkuppeln unseres Gebietes, die Königsberger Schichtenkuppel, umschliesst eine mächtige laccolithische Quarzporphyrmasse. Von diesem porphyrischen Kern fallen die Schichten allseitig nach aussen ab, so dass sie also eine kuppelartige oder, wenn man lieber will, domförmige Umhüllung dieser Intrusivmasse bilden. Der innere Kreis von Gesteinen, welcher sich mantelförmig um den Porphyrkern herumlegt, besteht aus den ältesten Sedimenten des Gebietes, den Potzbergschichten, während nach aussen hin immer jüngere Kreise, zunächst die Breitenbacher- und dann die drei Untereuselerschichten folgen. Nun ist freilich diese mantelförmige Umhüllung des Porphyrkernes nicht regelmässig und schematisch ausgebildet, und man beobachtet daher nicht, wie es in diesem Falle sein müsste, kreisförmig geschlossene, den Berg umziehende Schichten und Streichlinien, vielmehr werden durch grössere, radial vom Königsberg ausstrahlende Bruchlinien diese Kreise in einzelne Segmente zerlegt, welche aneinander verschoben sind. Die grösste dieser Bruchlinien zieht mit nordwestlichem Streichen zwischen Sellberg und Rothebühl durch und findet ihre nördliche Fortsetzung in dem den ganzen Königsberg in nordnordwestlicher Richtung durchsetzenden Bruderbornerschwerspatgang. Unbedeutendere Brüche beobachtet man

¹⁾ Nach der Ansicht von Dr. Reis würden diese schiefrigen Gesteine der Breitenbacherzone angehören, und die auch von ihm hier angenommene Verwerfung würde mit der von ihm vermuteten zum Kellerhansel über Hutschbach gegen Hergelloch parallel mit dem Dreikönigszug ost-südöstlich streichenden Bruchlinie zusammenhängen, nicht aber, wie ich glaube, mit der grossen Bruchlinie Ketzendetal-Föckelberg. Nach Reis würde diese letztere zwar in Übereinstimmung mit unserer Ansicht bis zum Hutschbach zu verfolgen sein, dort aber durch eine kleine nordsüdstreichende Verwerfung abgeschnitten. Das Vorhandensein dieser letzteren basiert Reis einzig und allein auf die Tatsache, dass die Konglomeratbank am Friedelhauser Weg, östlich vom Strassenwald, gegen Südwesten hin nicht mehr weiter verfolgt werden kann.

²⁾ Die dritte Schichtenkuppel unseres Gebietes, diejenige des Potschberges, ist unbedeutender als die anderen. Da ausserdem die Aufschlüsse im Gebiet des Potschberges sehr mangelhaft sind, ist es im vorliegenden Teil von einer detaillierten Besprechung dieses Gebietes abgesehen. Doch sind auch im Kapitel „Tektonik der Eruptivmassen“ einige Mitteilungen hierüber.

südlich Wolfstein, westlich Rückweilerhof und südöstlich von Hinzweiler; dieselben gehen strahlenförmig vom Königsberg aus nach Osten, Nordnordosten und Nordwesten.

Eine zweite Ursache unregelmässiger Ausbildung der Schichtenkuppel des Königsberges ist in der wohl ursprünglichen, sehr verschiedenen Mächtigkeit der Potzbergstufe zu suchen. Dieselbe ist im Norden und Süden des Königsberges sehr mächtig, dagegen im Osten und Westen nur schwach entwickelt.



An die Königsberger Schichtenkuppel schliesst sich gegen Westen hin die Hermansberger Schichtenkuppel an. Auch sie besitzt einen aus Intrusivmassen bestehenden Kern, doch ist dieser nicht wie bei der Königsberger Kuppel einheitlich, vielmehr wird er von zwei verschiedenen Massen, einer nordöstlich gelegenen laccolithischen Quarzporphyrmasse und einer südwestlichen stockartigen Cuselitmasse gebildet.

Um diesen aus Intrusivmassen gebildeten Kern legen sich genau in derselben Weise wie am Königsberg mantelförmig, allseitig nach aussen abfallend, die verschiedenen Gesteinszonen: innen die Potzbergschichten, nach aussen zunächst die Breitenbacher- und dann die Untercuselerschichten. Diese Zonen umhüllen den Intrusivkern fast mit noch grösserer Regelmässigkeit als am Königsberg. Wie

mächtige Kreise legen sie sich um die Intrusivmassen herum, nur im Nordwesten und im Süden durch Bruchlinien etwas gestört. Zwischen der Hermannsberger Kuppel und der westlich sich anschliessenden Potzbergkuppel zieht sich die annähernd nordsüdlich streichende Bruderwaldsynklinale hin, welche ebenso wie der südliche Teil der Hermannsbergkuppel gegen Süden durch die mächtige bogenförmige Bruchlinie abgeschnitten wird, welche sich vom Ostrand des Potzberges bei Föckelberg bis nach den Abhängen des Hermannsberges, nördlich Bosenbach, hinzieht.

Durch diese Bruchlinie wird eine zwischen den Kuppeln des Hermanns- und Potzberges gelogene gesenkte Partie umrandet, welche als das Bosenbach-Niederstaufenbacher Senkungsfeld bezeichnet wurde.

Die westlichste Schichtenkuppel unseres Gebietes, die Potzberger Schichtenkuppel, ist zwar im wesentlichen ähnlich gebaut wie die beiden bereits besprochenen östlichen Kuppeln, indessen ist sie im Unterschied zu diesen mehr oval, langgestreckt und durch mächtige Bruchlinien sehr stark zerstückelt.

Durch diese meist recht bedeutenden, westnordwestlich oder nordwestlich streichenden Brüche wird der bei unserer Betrachtung allein in Betracht fallende nördliche Teil der Potzberger Schichtenkuppel in einzelne keilförmige Segmente zerlegt, wobei regelmässig der östlich resp. nordöstlich der Bruchlinien gelegene Teil relativ gehoben und infolgedessen staffelförmig nach Nordwesten verschoben erscheint. Dies beobachten wir sowohl bei der westnordweststreichenden Bruchlinie des Remigiusberges als bei der nordnordweststreichenden Glantaler Bruchlinie östlich davon. Auch bei der noch weiter östlich gelegenen grössten Bruchlinie unseres Gebietes, bei der ebenfalls nordnordweststreichenden Verwerfung, die von Föckelberg am Potzberg über Ulmet nach der preussischen Grenze hinzieht, ist dasselbe zu beobachten; auch längs dieser wurde der östlich gelegene Komplex gehoben und zwar stärker als bei allen anderen Brüchen. Da nun diese Bruchlinie sich südlich Ulmet mit einer zweiten ostweststreichenden Bruchlinie Balmochkopf-Welchweiler vereinigt, längs welcher der südliche Flügel gehoben wurde, so wird durch diese beiden Bruchlinien die am höchsten gehobene keilförmige Partie unseres Gebietes umschlossen, welche als Sulzkopferhorst bezeichnet wurde.

Im Kern der Potzbergerkuppel findet sich über Tag keine ausgedehnte Intrusivmasse. Indessen würde man, wie ich glaube, fehlgehen, wenn man daraus den Schluss ziehen möchte, dass eine solche auch in der Tiefe nicht vorhanden sei. Zwar hat die Bohrung auf Kohle im Lochwiesgraben bei Rutsweiler keine Anzeichen dafür erbracht, dass in der Tiefe Intrusivmassen existieren, allein die Entdeckung eines Quarzporphyrganges im Bistrichwald, im Scheitel des nördlichsten Ausläufers des Potzberggewölbes, deutet wohl darauf hin, dass auch hier, wie im Kern der anderen Schichtenkuppeln, ein grösseres Porphyrmassiv vorhanden sein könnte, das allerdings tiefer liegen würde, als die anderen und daher durch die Erosion noch nicht entblösst wäre.

2. Tektonische Schlussfolgerungen.

a) Über das Verhalten von Intrusivmassen bei der Gebirgsbildung.

Wir haben oben gesehen, dass in unserem Gebiet zwei grössere Intrusivmassen von mächtigen Schichtenkuppeln oder Domen mantelförmig umhüllt werden. Die eine Masse, diejenige des Königsberges, konnte als laccolithische Quarzporphyrmasse bezeichnet werden. Die zweite Masse dagegen, die des Hermannsberges,

erwies sich als etwas komplizierter gebaut, bestehend aus einer laccolithischen Quarzporphyrmasse und aus einer stockartigen Cuselitmasse.

Um diese beiden Massen schlingen sich die Sedimente kreisförmig herum, allseitig von ihnen nach aussen abfallend. Einem aufmerksamen Beobachter drängt sich, wie mir scheint, bei Betrachtung dieser eigenartigen tektonischen Verhältnisse sofort die Überzeugung auf, dass die Bildung dieser Schichtenkuppeln in ursächlichem Zusammenhang stehen muss mit der Intrusion der laccolithischen oder stockartigen Kernmassen (vgl. Textfiguren 10 und 28).

Es erscheint mir kaum zweifelhaft, dass durch die Intrusion der laccolithischen Quarzporphyrmassen am Königs- und Hermannsberg und am Hermannsberg ausserdem durch diejenige der stockartigen Cuselitmasse diese Schichtenkuppeln emporgehölbt worden sind. Den Laccolithen wird allgemein die Fähigkeit zugestanden, die über ihnen gelegene Sedimentdecke zu einer regelmässigen Kuppel emporzuwölben. Was aber für die in ungestörten Gebieten gelegenen Laccolithen anerkannt wird, muss, wie mir scheint, auch auf unser Gebiet anwendbar sein, wo die gebirgsbildenden Kräfte bedeutende Störungen hervorriefen. Auch scheint mir, dass, wenn man laccolithischen Intrusivmassen eine hebende Wirkung zutraut, dieselbe auch mehr stockartigen Intrusivmassen zugeschrieben werden darf.

Intrusivmassen haben also nach unserer Ansicht die eigentümlichen kuppelartigen Auftreibungen des Pfälzersattels in unserem Gebiet erzeugt; ihrem Empordringen verdanken die Königsberger- und Hermannsberger Schichtenkuppel ihre Entstehung. Daraus ziehen wir den Schluss, dass, wenn auch nicht — wie ausdrücklich betont sein mag — die Entstehung des pfälzischen Sattels überhaupt auf ihr Empordringen zurückgeführt werden kann, so doch diejenige der eigentümlichen diesem Sattel aufgesetzten Schichtenkuppeln.

Nach unserer Ansicht liefert also die Tektonik unseres Gebietes einen deutlichen Beweis dafür, dass Intrusivmassen bei der Gebirgsbildung aktiv mitgewirkt haben.

Mit diesem Ergebnis stellen wir uns der herrschenden Lehrmeinung entgegen, denn durch diese wird das passive Verhalten der Intrusivmassen bei der Gebirgsbildung, im Anschluss besonders an die epochemachenden Forschungen von E. SUSS, als Dogma erklärt und auch in allen Hand- und Lehrbüchern als allein gültige Anschauung urbi et orbi verkündet.

Vereinzelte Stimmen haben sich auch anderwärts gegen diese Lehrmeinung erklärt,¹⁾ und ich glaube, dass, je eingehender die Forschung sich mit dem Gebirgsbau beschäftigen wird, desto lebhafter der Widerspruch gegen diese Anschauung zutage treten wird. Unsere eigenen Schlussfolgerungen werden, wie ich hoffe, bei denjenigen Forschern, die sich ohne Voreingenommenheit mit diesen schwierigen Fragen befassen, ebenfalls die Meinung wachrufen, dass die Lehre von der absolut passiven Rolle der Intrusivmassen bei der Gebirgsbildung einer erneuten Prüfung unterzogen werden sollte.

Im Folgenden sollen einige Einwände gegen unsere eben ausgesprochene Ansicht diskutiert werden.

Man könnte zunächst entgegenen, dass unsere Anschauungen zwar auf den Bau des Königs- und Hermannsberges ganz gut passen, dass sie indessen durch den Bau des Potzberges keine Be-

¹⁾ Siehe besonders die Zusammenstellung dieser Anschauungen in W. v. BRANCO und E. FRAAS, Das vulkanische Ries bei Nördlingen. Abhandlg. der Kgl. preuss. Akademie der Wissenschaften zu Berlin. 1901, p. 20.—24, und W. v. BRANCO, Das vulkanische Vorries und seine Beziehungen zum vulkanischen Ries bei Nördlingen ibidem. Berlin 1903, p. 9—13.

stätigung erfahren. In der Tat ist, wie wir gesehen haben, der Potzberg ebenfalls als eine mächtige Schichtenkuppel von ganz ähnlichem Bau wie die Königs- und Hermannsbergerkuppel anzusehen, und doch fehlt in seinem Kern eine grössere Intrusivmasse. Wir haben aber gesehen, dass auch im Gebiet der Potzbergkuppel ein Quarzporphyrgang entdeckt wurde, und dass daher sehr wahrscheinlich auch hier im Kern eine grössere Porphyrmasse vorhanden ist, welche aber tiefer liegt als die Intrusivmassen des Königs- und Hermannsberges und daher von der Erosion noch nicht angeschnitten werden konnte (vgl. auch die Fussnote Seite 48).

Unseren Schlussfolgerungen diametral entgegengesetzte Anschauungen über das Verhalten der Intrusivmassen im Pfälzer Gebiet hat kürzlich OTTO M. REIS ausgesprochen.¹⁾ Derselbe nimmt an, dass der Porphyr des Königsberges und andere Intrusivmassen des Gebietes passiv in tektonisch präformierte Sattelungshöhlungen und Lagerzerreissungen eintrat.

Er stützt sich hierbei wesentlich auf folgende Punkte:

1. Auf die Tatsache, dass an der Ostecke des Pfälzer Sattels und in der Prims-Nahemulde das mittlere Oberrotliegende (Wadernerschichten) transgrediert, dass daher zu Beginn des unteren Oberrotliegenden (Söternerschichten) dort eine Sattelaufwölbung eintrat, und dass also der Pfälzer Sattel sich schon zu dieser Zeit zeigte, während erst später die Felsitporphyre in das Gebirge eindrangen (Erläuterungen S. 128—129). Hierzu ist zu bemerken, dass im Anschluss an die Arbeiten der preussischen Geologen allgemein angenommen wird, dass die Felsitporphyre des Gebietes unmittelbar vor Ablagerung der Söternerschichten ausbrachen und also nicht jünger sein können, als die von REIS angenommene Zeit der Sattelbildung.

2. Auf die Vermutung, dass für die Annahme einer Präexistenz der Sattelung vor den Eruptionen die Form der lagerartigen Intrusivmassen spreche, indem dieselben auf der einen Längsseite (Gangseite) geradlinig, auf der anderen lappig begrenzt seien. Dieses trifft aber bei den grösseren Quarzporphyrmassen unseres Gebietes, die übrigens, wie bereits gezeigt, keine Lagergänge, sondern Laccolithen sind, sicher nicht zu. Ich wüsste in der Tat nicht, wie besonders an der rundlich-ovalen Porphyrmasse des Königsberges — trotz der Behauptung von REIS, die geradlinige Gangseite liege nach Wolfstein zu (REIS, Erl. S. 131) — eine geradlinige und eine lappig begrenzte Seite unterschieden werden könnte.²⁾

3. Auf die Unmöglichkeit, anzunehmen, dass nicht nur die grösseren Porphyr- und Cuselitmassen, sondern auch die kleineren Lagergänge eine Hebung des umliegenden Gebietes veranlasst hätten und dass dadurch die sämtlichen tektonischen Störungen des Gebietes hervorgerufen werden konnten. Hierauf lässt sich entgegen, dass erstens nach unserer Ansicht nicht die Gesamttektonik des Gebietes dem Empordringen von Intrusivmassen ihre Entstehung verdankt, indem wir diesen Massen ausdrücklich bloss eine Mitwirkung bei der Gebirgsbildung zugestanden haben, die Bildung des pfälzischen Sattels und wohl auch zahlreicher Bruchlinien aber auf andere allgemeinere gebirgsbildende Prozesse zurückführen. Zweitens fällt es uns nicht ein, jedem unbedeutenden Intrusivlager eine stärkere hebende Kraft zuzugestehen, vielmehr nur den grösseren Massen, hauptsächlich den laccolithischen Quarzporphyr- und den stockartigen Cuselitmassen.

4. Auf die Annahme der Möglichkeit präexistierender Hohlräume, in die das Magma passiv hineintreten konnte.

Diese Anschauung hat bereits BRANCO, wie mir scheint, mit vollem Recht, als unhaltbar zurückgewiesen.³⁾

¹⁾ OTTO M. REIS, Erläuterungen l. c. p. 128—131.

²⁾ Übrigens lassen sich, wie hier bemerkt werden mag, in unserem speziellen Untersuchungsgebiet keine Anhaltspunkte zur genauen Festlegung des Alters der Eruptionen, Faltungen und Bruchlinien und ihrer gegenseitigen zeitlichen Beziehungen gewinnen. Es sei hier daran erinnert, dass nach LEIPLA (Störungerscheinungen l. c.; Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen, Blatt Oberstein S. 18, Blatt Buhlenberg S. 16 und a. a. O.) die Bildungen des pfälzischen Sattels in die Zeit zwischen das Oberrotliegende und die Trias fällt, dass aber nach diesem Forscher schon früher, besonders zwischen der Ablagerung der Tholey- und Söternerschichten, Dislokationen und annähernd gleichzeitig Porphyreruptionen stattfanden. Nach REIS (Erläuterungen l. c. S. 129) hat sich der Pfälzer Sattel in der Hauptsache schon zu Beginn des Oberrotliegenden gebildet. Nach LOSSEN (Über Quarzporphyrgänge etc. l. c. S. 540) würde die Pfälzer Hauptsattelung mit dem Beginn der Eruptionen nach Absatz der Tholeyerschichten zusammenfallen.

³⁾ Vgl. BRANCO, Das vulkanische Ries l. c. p. 22, 23.

b) Über die Aussichten von Bohrungen auf Steinkohle in unserem Untersuchungsgebiet.

Oberbergat v. AMMON¹⁾ hat bereits, zum Teil gestützt auf meine Untersuchungen, die Frage erörtert, welche Punkte unseres Gebietes sich am besten zu Bohrversuchen auf Kohlenflötze der Saarbrückerschichten eignen würden.

Indem ich hier auf diese Ausführungen verweise, möchte ich nur ganz kurz noch einige neue Gesichtspunkte anführen.

Wie v. AMMON, halte auch ich die Nordseite des Königsberges vor allem für günstig. Auch der Hermannsberg kann in Betracht gezogen werden, nur glaube ich, dass der südliche Abhang dieses Berges, den v. AMMON empfiehlt, wegen der benachbarten stockartigen Cuselitmasse des Kiefernkopfes und wegen des Auftretens der grossen bogenförmigen Bruchlinie im Süden des Buchenwaldes weniger günstig ist als der so regelmässig gebaute Nord- und Nordostabhang dieses Berges zwischen Elzweiler und Oberweiler im Tal.

Der Potzberg endlich kann wenig in Betracht kommen, besonders wegen seiner bedeutenden Zerstückelung durch zahlreiche Bruchlinien und seines daher viel weniger regelmässigen tektonischen Baues. Allerdings könnte dagegen zu Gunsten dieses Berges angeführt werden, dass er dem Saargebiet näher liegt als die östlichen Teile unseres Gebietes. Die Tatsache, dass am Potzberg selbst keine grössere Intrusivmasse zutage tritt, kann dagegen nur bedingt zu Gunsten einer Bohrung in diesem Gebiet angeführt werden, da, wie wir oben sahen, wenigstens im Gebiet der nördlichen Ausläufer des Berges sehr wohl ein in der Tiefe unter der Sedimenthülle verborgener porphyrischer Kern vorhanden sein könnte, der von der Erosion noch nicht entblösst worden ist.

Dritter Teil.

Petrographische Studien an Eruptivgesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten aus dem Gebiete zwischen Glan und Lauter.

Von

Dr. Ernst Düll.

Nachstehender Bericht summiert die petrographischen Befunde an dem Gesteinsmaterial, welches bei der Beurteilung der im vorhergehenden Abschnitt durch Herrn Dr. BURCKHARDT geschilderten geologischen Verhältnisse im Gebiete zwischen Glan und Lauter in Betracht kam. Insbesondere handelt es sich dabei um die petrographische Charakteristik mehrerer Typen von Eruptivgesteinen und um die Feststellung kontaktmetasomatischer Einwirkung in einer Anzahl von Fällen, die geologisches und auch einiges petrographische Interesse beanspruchen.

¹⁾ L. v. AMMON, Die Steinkohlenformation in der bayerischen Rheinpfalz aus: Erläuterungen etc. l. c. p. 100—106.

Porphyre.

Die vorliegenden Proben gehören zwei verschiedenen Typen an.

I. Wolfstein-Typus: Quarzporphyr ohne grössere Quarzeinsprenglinge, also Felsitporphyr im Sinne TSCHERMAKS.¹⁾ Die in der Regel sehr gleichmässig dichte Grundmasse, im allgemeinen mikrogranitisch mit einiger Hinneigung zu mikrogranophyrischem Gefüge,²⁾ stellt unter dem Mikroskop im wesentlichen meist sehr feinkörnige holokristallinische Gemenge von vorherrschenden Quarzkriställchen mit Orthoklas und Plagioklas dar, die im Schliff mosaikartig erscheinen. Die Erzführung ist meist recht geringfügig; glasähnliche Schlieren finden sich nur ganz vereinzelt.

Die Grundmasse-Feldspäte sind vorwiegend zersetzt zu glimmerig-tonigen Produkten unter Ausscheidung von krümeligem Eisenoxyd. Dasselbe ist bisweilen längs feiner Risse, mitunter dendritisch, in der Grundmasse und besonders um die zersetzten Feldspäte I. Generation, fast nie im Quarz, in feinsten Zerteilung abgelagert, ähnlich wie in durch Kontakt veränderten Gesteinen.

Seltener finden sich als Neubildung kleine Schuppen farblosen Glimmers. Zu nicht reichlichen, gewöhnlich in Gemenge von Quarz und Kaolin verwandelten Alkalifeldspat-Einsprenglingen (selten über 1 mm gross, mitunter grob lamelliert, weniger häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt) gesellt sich mechanisch veränderter und in Chloritisierung begriffener Biotit, der einsprenglingsartig auftritt, bisweilen nur schwache Absorptionsunterschiede zeigt und bei seiner Zersetzung mitunter Titanit ausscheidet. Manchmal erfüllen kaolinartige Zersetzungsprodukte kristallographisch begrenzte Hohlräume in den Feldspatkrystallen.

Meist recht spärliche Quarzeinsprenglinge, stets nur sehr klein, bisweilen mit Felderteilung, in der Regel bipyramidal ausgebildet, heben sich nicht immer scharf von der Grundmasse ab, da sie meist durchwachsen sind mit zersetzten Feldspatleistchen. Zirkonkriställchen sind in manchen Schliffen zahlreich zu finden. Von frischem Eisenerz sind im allgemeinen nur sehr spärliche Reste (Leistchen und Skelette) erhalten geblieben. Manchmal tritt Titanit als Zersetzungsprodukt desselben auf. Makroskopisch zeigen diese Gesteine in graulich rotvioletter bis rötlichgelber, selten gelblichweisser, terrakottaähnlich dichter, höchstens feinkörniger, bisweilen splitterig brechender Grundmasse, oft emailartig dichte kaolinisierte Feldspateinsprenglinge (weiss, rötlich, ockerfarbig), meist von geringer Grösse und nicht immer scharfer Abgrenzung; hie und da trifft man in der Grundmasse dendritische Infiltrationen oder Butzen von Fe_2O_3 , sowie regellos begrenzte schwärzlichgrüne Fleckchen oder zersetzte dünne Blätter. Die beiden letztgenannten Erscheinungen rühren im allgemeinen von Gemengen chloritischer und sericitischer Zersetzungsprodukte des Biotits her.

Zum Wolfstein-Typus gehören die Porphyre vom Totenkopf, vom Rothebühl, vom Kestendeich bei Wolfstein, vom Erzengel³⁾ und vom Hermannsberg, ferner von Wolfstein (am Kontakt),⁴⁾ Wolfstein Burg⁴⁾ (westlich vom Kontakt), Wolfstein Stadt (im nordöstlichen Teile des Königsberg-Porphyr-massivs).

Die kleine Wolfsteiner Apophyse unterscheidet sich petrographisch nicht wesentlich von den massigeren Porphyrvorkommnissen, die wohl als lacco-

¹⁾ Von den zwei grösseren Quarzporphyrmassen des Gebietes bildet die eine den gerundeten Kern der Königsbergschichtenkuppel; eine zweite, kleinere, tritt halbmondförmig im Kern des Hermannsberges zutage. Beide tiefer gelegenen Hauptporphyrmassen sind nach Dr. BURKHARDS Untersuchungen Laccolithen; beide gehören dem Typus I (Felsitporphyr) an. Vgl. Textfig. 1. u. 10.

²⁾ Dies zeigt sich besonders schön, zugleich mit deutlicher Fluidalstruktur, bei einem Porphyr von Wolfstein (Stadt).

³⁾ Vgl. Textfigur 20.

⁴⁾ Proben von diesen beiden Gesteinen zeigen besonders auffällig merkwürdige Zersetzungserscheinungen, die ich der Kürze wegen als posteruptive bezeichnen will. Ich gedenke in einer späteren Arbeit darauf zurückzukommen. (Vgl. Textfig. 6.)

lithische Tiefenformen der Porphyre unseres Gebietes aufzufassen sind. (Vgl. S. 21 ff. und 25 ff. des vorausgehenden Abschnittes.)

II. Beilstein-Typus: Quarzporphyr mit ausgeprägt porphyrischer Struktur und Hinneigung zum Porphyritcharakter.¹⁾ (Die Ausbildungsform der im Dache der Laccolithen in höherem Niveau auftretenden schmalen Intrusivlager und Gänge. Vgl. S. 27 des vorausgehenden Abschnittes.)

Es lassen sich zwei Unterabteilungen aufstellen.

A. In der meist sehr feinkörnigen, annähernd mikrogranophyrischen, seltener deutlich rhytaxitischen und dann fein ophitischen Grundmasse tritt der Quarz (als spärliche Zwischenklemmung, seltener in bipyramidaler Ausbildung) gegen die Plagioklase entschieden zurück. Er erscheint aber desto mehr in Form meist ziemlich grosser bipyramidaler Einsprenglinge von der gleichen Beschaffenheit wie in typischen Quarzporphyren, z. B. finden sich an denselben allgemein Erscheinungen magmatischer Resorption (Einschluss von Grundmassepartikeln, randliche Durchtränkung mit Magma, buchtiges Fingreifen der Grundmasse in die Quarzkristalle). Die Feldspatleistchen der Grundmasse (meist Plagioklas mit kleinen Auslöschungsschiefen, z. B. Oligoklas; seltener Orthoklas) sind meist Karlsbader Zwillinge; die Mehrzahl derselben ist durch Fe_2O_3 -Krümel und glimmerige Zersetzungsprodukte getrübt. Viele derselben sind in krümeliges Karbonat umgewandelt unter Ausscheidung von ungemein viel gleichmässig zerteiltem Fe_2O_3 . Frisches Eisenerz ist nirgends mehr zu finden. Kleine Lücken im Gestein, besonders im Bereiche zersetzter Glimmerblätter, sind mit Limonit, glimmerigen Zersetzungsprodukten, Chlorit und Titanit erfüllt.

Feldspäte I. Generation finden sich etwa gleich häufig, wie die erwähnten Quarzeinsprenglinge. Erstere sind oft bis über 1 mm grosse Individuen wenig lamellierter Plagioklase von durchschnittlich geringer Auslöschungsschiefe. Daneben findet sich recht häufig Orthoklas.

Eine gewisse Hinneigung zum Charakter der Quarzporphyrite bekundet sich in dem verhältnismässig reichlichen Auftreten von Oligoklas und anderen saureren Ca-Na-Feldspäten, welche mitunter ganz in Calcit umgewandelt erscheinen unter Erhaltung der ursprünglichen Form. Dass sich dabei viel Orthoklas findet, hindert, neben dem sauren Charakter der Grundmasse, die einschlägigen Gesteine ohne weiteres zu den Quarzporphyriten zu zählen. Ähnliche Gesteine werden auch in den Erläuterungen zu den Blättern Nohfelden (S. 17—18) und Wahlen (S. 28—29) des angrenzenden preussischen Aufnahmegebietes noch als Quarzporphyre bezeichnet. Der niedere SiO_2 -Gehalt jener Gesteine spricht nicht gegen Quarzporphyr; er wird nur herabgedrückt durch Karbonatbildung. Die wesentlichen Merkmale unserer Gesteine stimmen recht gut mit denen des Porphyrs von Düppenweiler.²⁾

Der Unterabteilung II A des Typus Beilstein, Quarzporphyr mit Hinneigung zu Quarzporphyrit, gehören die untersuchten Proben vom Bruderwald³⁾ (nördlich von Friedelhausen), vom Beilstein⁴⁾ und vom Bistrichwald⁵⁾ an.

¹⁾ ROSENBUSCH, mikr. Phys. d. mass. Gesteine, 3. Aufl. S. 649.

²⁾ Erläuterungen z. preuss. Blatt Wahlen S. 28—29.

³⁾ „Schmale, lagerartig den Sedimenten eingelagerte Masse“ nach Dr. BURCKHARDT. Vgl. S. 25.

⁴⁾ „Beilstein- und Bruderwaldporphyr sind höchst wahrscheinlich Intrusivlager. Das grösste dieser Lager ist das Beilsteiner Lager.“ (Dr. BURCKHARDT S. 24 und 25.)

⁵⁾ Vgl. Textfig. 8 (gangartiger Quarzporphyr im Kern des nördl. Ausläufers des Potzberggewölbes).

Letztere zeigt makroskopisch in dichter, vorwiegend graulich gelbbraunlicher Grundmasse grosse unregelmässig begrenzte Partien von bräunlich- bis grellroter Farbe, ausserdem zahlreiche hell ockerfarbige, meist nicht über 1 mm grosse Einsprenglinge.¹⁾ Aus der dichten, braunroten Grundmasse der Probe vom Beilstein heben sich ebenso gefärbte, nicht zahlreiche, höchstens 2—3 mm grosse Feldspäte nur wenig ab, deutlicher ist dies der Fall bei zahlreichen sehr kleinen hellfarbigen Körnchen (Pseudomorphosen von Calcit nach Feldspäten). Die Verwitterung liefert auf unebenen Klufflächen brauneisenhaltigen Ton. — Bei der Probe vom Bruderwald zeigen sowohl die Feldspat-Einsprenglinge, wie auch die dichte Grundmasse makroskopisch hellere Färbung. Zersetzter Glimmer erscheint auf Bruchflächen in Form feiner Leistchen. Ebene Klufflächen sind überzogen mit glanzlosen Gemengen von Ton und Fe_2O_3 , ähnlich wie die Klufflächen der meisten Kontaktgesteine des Gebietes.

B. Die reichlichere Beimengung von Ca-Na-Feldspäten bekundet sich u. a. in dem Auftreten von viel bräunlichem Karbonat. Quarz tritt sowohl in der Grundmasse, wie in Form von Einsprenglingen noch mehr zurück wie beim Beilstein-Typus im engeren Sinn (II A). Bei aller Hinneigung zum Porphyritcharakter, welche dem einzigen hierher gehörigen Gestein, dem von Elzweiler,²⁾ eine Sonderstellung unter den vorliegenden Porphyren zuweist, reiht sich dasselbe wegen des hohen Orthoklasgehaltes noch den Quarzporphyren an. Die Struktur ist porphyrisch, doch zeigt sich im ganzen ein geringer Kontrast der kleineren Einsprenglinge gegen die verhältnismässig grobe Grundmasse. Einzelne bis mehrere Millimeter grosse Feldspat-Einsprenglinge, zum Teil kalkreiche, polysynthetisch lamellierte Plagioklase (bis Labrador), sind weitgehend zersetzt unter Abscheidung von Fe_2O_3 und Karbonat. Titanit und Zirkon sind hie und da eingelagert. Im allgemeinen zeigen die Plagioklas-Einsprenglinge kleine Auslöschungsschiefen und sind von viel Orthoklas begleitet. Die Grundmasse besteht aus sauren Feldspäten und sehr wenig Quarz als Zwischenklemmungsmasse. Die spärlichen

¹⁾ Das Bistrichwald-Gestein wurde im Laboratorium der Geognostischen Abteilung des K. Oberbergamtes chemisch näher untersucht, und ich bin durch Herrn Oberberggrat Prof. Dr. v. AMMON in den Stand gesetzt, das Ergebnis der Untersuchung hier bekannt zu geben. Das spezifische Gewicht des Gesteins beträgt in einer lichter gefärbten Varietät 2,714, in der dunkleren Abart 2,74. Die Analyse wurde von Herrn Landesgeologen SCHWABER ausgeführt, darnach besitzt das Bistrichwald-Gestein folgende Zusammensetzung:

Kieselsäure (Si O_2)	64,20 %
Titansäure (Ti O_2)	0,96 „
Tonerde (Al_2O_3)	10,52 „
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	1,48 „
Eisenoxydul (Fe O)	1,00 „
Manganoxydul (Mn O)	1,32 „
Kalkerde (Ca O)	4,39 „
Bittererde (Mg O)	2,20 „
Kali (K_2O)	3,07 „
Natron (Na_2O)	4,00 „
Kohlensäure (CO_2)	5,92 „
Wasser (H_2O)	1,96 „
Phosphorsäure (P_2O_5)	0,08 „
Summe	101,10 %

Der Gehalt an Karbonaten beläuft sich auf 13 %, nämlich 7,82 % CO_3Ca , sowie 3,56 CO_3Mg und 1,62 CO_3Fe und CO_3Mn .

²⁾ Vgl. Textfigur 7.

Quarzeinsprenglinge zeigen Resorptionserscheinungen. Die Grundmasse des Gesteins erscheint makroskopisch hellrötlich und ist grau meliert durch zahlreiche sehr kleine Einsprenglinge von Körner- und Leistenform.

Zum Vergleich mit den Porphyren unseres Gebietes dienten zwei Proben von Donnersberg-Porphyr. Eine davon stimmt durchaus mit dem Wolfstein-Typus überein. In geringer Menge finden sich darin Einsprenglinge von Quarz und von kleinen Orthoklasen und Plagioklasen, sowie von Biotit, der auch in der felsitischen Grundmasse nicht fehlt und älter als der Orthoklas erscheint. Der Grundmasse-Quarz ist entweder idiomorph und alsdann nicht selten von Erzkörnchen eingefasst, oder er bildet kleine Körneraggregate. — Die andere, weniger dichte Probe zeigt reichlicher Einsprenglinge von kataklastischem Quarz, von Orthoklas, Anorthoklas und Biotit. Der Quarz ist bisweilen mit Feldspat || verwachsen; der Biotit, oft zersetzt, ist auch in der Grundmasse reichlich vertreten. Letztere zeigt Hinneigung zur granophyrischen Struktur, während in der erstgenannten Probe vom Donnersberg die mikrogranitische Ausbildung vorherrscht. — Opakes Erz, meist unfrische kleine Oktaeder, tritt spärlich auf.

Zu den Quarzporphyren gehören auch einige von Dr. Rms gesammelte Proben stark zersetzter Gesteine. Eine Probe vom Potzberg (Hochbusch, nordöstlich von Föckelberg) erscheint einem dichten weislichgrauen, gefritteten Sandstein nicht unähnlich. In zahlreichen bis erbsengrossen Hohlräumen findet sich viel Fe_2O_3 angehäuft. Mikroskopisch erscheinen die Charaktere eines unter sehr reichlicher Fe_2O_3 - und Titanit-Ausscheidung tiefgreifend zersetzten Eruptivgesteins, etwa eines Felsitporphyrs, mit einer Grundmasse ähnlich derjenigen des Wolfstein-Typus, in welcher grosse zersetzte Feldspat-Einsprenglinge liegen.

Eine zweite Probe von da (mehr rötlich bis grauviolett) hat eine etwas frischere, fast rein quarzige, recht dichte Grundmasse, annähernd mikrogranophyrisch wie die eines sehr quarzreichen Felsitporphyrs. Zahlreiche bis 1 cm grosse Cavernen haben im Schliff meist sechsseitige Begrenzung, sind also wohl Stellen, von denen Quarz weggeführt wurde, nicht Blasenräume. Nicht selten sind die so entstandenen Höhlungen durch Zersetzungsprodukte (ockerig gefärbte und weisse tonige Substanz) wieder ausgefüllt. Es finden sich ausserdem Reste von kaolinisierten Feldspat-Einsprenglingen. Anderweitige Zersetzungsprodukte sind sehr zahlreiche Eisenoxydkrümeln, ungemein viel Titanit, seltener gelbe Rutilkörner, Sericit, sekundärer Quarz, Chaledon. — Eine dritte von Dr. Rms gesammelte Probe mit der Signatur Nr. 8, hohe Spies, hat makroskopisch und unter dem Mikroskop mit dem eben beschriebenen Gestein die grösste Ähnlichkeit. Die Quarzkörner der annähernd mikrogranitischen Grundmasse, im allgemeinen regellos begrenzt und ineinander verzahnt, nehmen bisweilen Kristallform an und werden alsdann im Vergleich zu der Grundmasse-Mosaik einsprenglingsähnlich. Grössere Feldspat-Einsprenglinge sind im wesentlichen in kaolinartige, wenig mit Sericit, dagegen reichlich mit Fe_2O_3 -Krümeln, Titanit und etwas Rutil durchsetzte Aggregate umgewandelt.

Ein an ockerigen Produkten reiches, stark zersetztes Eruptivgestein von Landstel (leg. Dr. Rms) hat sich bei genauerer Prüfung als ein Quarzporphyr mit Hinneigung zu Porphyrit (Typus Beilstein) erwiesen. In dichter gelblichgrauer Grundmasse vertreten zahlreiche, bis einige Millimeter grosse kristallähnlich begrenzte gelbe bis tiefbraune Ockermassen anscheinend die Stelle von Einsprenglingen. Die Grundmasse ist mikroskopisch sehr feinkörnig holokristallinisch. Das Gemenge aus vorwiegend Quarz mit nicht ganz regellos eingewachsenen Feldspatleistchen ist von annähernd mikrogranophyrischem Gefüge. Dazwischen findet sich auch sekundärer Quarz und Chaledon. Das Erz ist fast restlos durch Limonit, Titanit und Rutil ersetzt. Der Mangel an Karbonat ist wohl nicht auf Auslaugung allein zurückzuführen, sondern scheint mir für einen sehr geringen ursprünglichen Gehalt an Ca-Na-Feldspäten zu sprechen. Sericit findet sich spärlich den in Hohlräumen zu treffenden Kaolin- und Limonitanhäufungen beigemischt. Intakte Quarzeinsprenglinge fehlen; teils sind sie zu kristallähnlich begrenzten Aggregaten zerdrückt und alsdann zum Teil umkristallisiert, teils verrät noch die Gestalt von Hohlräumen die weggeführten grösseren Quarzkristalle. Die Feldspäte sind durchweg in kaolinartige Aggregate umgewandelt, soweit sie nicht ganz ausgelaugt und durch Limonit etc. ersetzt erscheinen. Manche Erscheinungen an vielen zersetzten Resten lassen auf Orthoklas schliessen.

Cuselite.

Die ältere Benennung Melaphyre kann nicht beibehalten werden. Dagegen entspricht die generelle Bezeichnung Augit-Porphyrite¹⁾ wesentlichen Charakteren dieser Gesteinsgruppe. Speziell mit der Unterabteilung der Cuselite²⁾ stimmen alle wichtigen Kennzeichen überein, insbesondere die Führung von primärem Quarz und der verhältnismässig saure Charakter der Feldspäte. Bei der vorliegenden Gesteinsserie ergibt sich ganz ungezwungen die Einteilung in zwei Struktur-Typen, eine Systematik, die auch dem geologischen Auftreten dieser Gesteine in unserem Gebiete Rechnung trägt, wie noch gezeigt werden soll (S. 73).

Strukturtypus I: Entschieden porphyroide Cuselite.

(Scharfe Differenzierung in eine meist sehr feinstengelig-diabasische Grundmasse und mässig grosse Einsprenglinge.)

A. Die Plagioklaseinsprenglinge sind grossenteils Individuen. Hierher gehören die Cuselite von folgenden Lokalitäten: Beilstein (Horsthöhe), Sulzkopf, Hirschfeld, Hundepest (Remigiusberg), Ulmet, Schneidchen, Mayenwald und Dörnes, sowie eine sehr verwitterte Probe von der Horsthöhe. In der meist ganz feinstengelig-diabasischen Grundmasse (Feldspäte mit geringen Auslöschungsschiefen) findet sich stets — wenn auch meist in relativ geringer Menge — Quarz als Zwischenklemmungssubstanz (Resteckenausfüllung). Als Einsprenglinge treten auf hypidiomorphe Plagioklase von mittlerer Basizität, häufig kleine tiefbraune Biotitkristalle; Titanmagnetit ist allverbreitet. Von Zersetzungsprodukten sind allgemein die folgenden anzutreffen: chloritische Substanz (zum Teil chrysotilähnlich, teilweise aus Biotit, teilweise aus Pyroxen hervorgegangen), Calcit, Titanit, Rutil, Ferrihydroxyd. Krümeliges Ferrioxyd kommt mitunter vor. Die vorliegenden Proben sind grossenteils nur mässig frisch, gewähren aber meist recht befriedigende Einblicke in die ursprüngliche Beschaffenheit der Gesteine. Nachstehend sollen einige Besonderheiten der einzelnen Proben verzeichnet werden.

Beilstein (Horsthöhe): Ziemlich breite Plagioklastafeln als Einsprenglinge; vereinzelt Oligoklas-Andesin nachweisbar; fast durchweg zersetzt unter reichlicher Calcit-Ausscheidung, mitunter Pseudomorphosen von Calcit nach Plagioklas mit viel sekundärem Quarz und Ferrihydroxyd; letzteres in Form unregelmässiger Fleckchen und Leisten in der Grundmasse verbreitet, sowie als dilutes Pigment in den reichlichen chrysotilartigen und spärlichen chloritischen Zersetzungsprodukten häufig. Letztere beiden sind als Zwischenklemmung verbreitet. Als Zersetzungsprodukte des nirgends mehr frischen Titanmagnetites trifft man neben Ferrioxydhydraten sehr reichlich Krümel und Kriställchen sekundären Titanites. Primärer Quarz als Resteckenausfüllung findet sich ziemlich viel.

Sulzkopf:*) Makroskopisch dichte graubräunliche Grundmasse, gesprenkelt durch zahlreiche dunkelgrüne Chlorit-Fleckchen, sowie durch fleischrote, selten weissliche bis über 2 mm grosse Plagioklaseinsprenglinge (mehrfach Oligoklas-Andesin nachweisbar); hie und da dendritische Eisenoxyeinlagerungen. Mikroskopisch zeigen kleine, meist frische Biotitkristalle winzige Ausscheidungen von Titanit. Häufig sind blasse meergrüne Pseudomorphosen von Chrysotil nach Pyroxen (wahrscheinlich o-Pyroxen, Längsschnitte stengelförmig, Querschnitte rundlich, vier- und achteckig), seltener lappenförmiger Chlorit nach Biotit (anomale blaue Interferenz-

¹⁾ Rosenbusch, mikr. Phys. d. mass. Gest. 3 Aufl. S. 952 ff.

²⁾ Ebenda S. 958.

³⁾ Eine etwas grossere Cuselitmasse, ca. 1 km östlich vom Schneidchen und Balmochkopf, von beiden letzteren durch eine Verwerfung getrennt.

farben). Frischer Magnetit findet sich in Form von Oktaedern und Krümeln. Primärer Quarz bildet wenige, aber verhältnismässig grosse Resteckenausfüllungen, zum Teil Körneraggregate. Sehr kleine Eisenoxyeinlagerungen sind vielleicht Phänomene endogener Kontaktmetasomatose. Vielleicht ist die Umwandlung der Pyroxene in chrysotilähnliche Substanz auf das gleiche Agens (überhitztes Wasser) zurückzuführen.

Sulzkopf (andere Probe): Ähnlich dem vorigen Gestein. Ziemlich wenige Biotitkriställchen, $c = b$ (dunkelbraun), noch weniger Pseudomorphosen nach Pyroxen; Quarz in der sehr dichten Grundmasse spärlich; ziemlich viel Magnetit (meist kleine Körner). Als Zersetzungsprodukte finden sich viel Calcit, viel Chlorit (anomal Blau); Plagioklase sind meist durch Chloritschüppchen u. dgl. getrübt.

Hirschfeld: Grundmasse makroskopisch dicht, hellgrau, schwärzlichgrün gesprenkelt; weisse Einsprenglinge. Letztere zeigen mikroskopisch einige Neigung zu divergentstrahliger Gruppierung der Feldspatindividuen (meist Oligoklas-Andesin, vereinzelt Andesin und Labrador). Häufige einsprenglingsartige Biotitkriställchen liefern bei ihrer Zersetzung opakes Erz, Chlorit, Titanit. Quarz bildet zahlreiche, aber quantitativ spärliche primäre Resteckenausfüllungen und geht sekundär neben Calcit aus Plagioklaseinsprenglingen hervor, welche oft auch Chlorit enthalten. Die chloritische Substanz zeigt meist niedere Interferenzfarben und ist mitunter chrysotilähnlich ($H_x +$). Titanit und Rutil finden sich teilweise in schönen grossen Körnergruppen. Frischer Ti-magnetit ist selten.

Hirschfeld, oberer Bruch: Sehr grosse Plagioklaseinsprenglinge (zwischen Andesin und Labrador). Biotit nicht reichlich, eben noch erkennbare Reste, Zersetzung unter Ausscheidung von Karbonaten und Erz. Als Zwischenklemmung ist sehr stark vertreten ein merkwürdig zeisig- bis blass olivgrüner, fast nicht pleochroitischer Chrysotil aus o-Pyroxen ($H_x +$). Derselbe bildet kleine Körner, meist aber unregelmässige Stengelchen (bis über 1 mm lang, Querschnitt oft vier- und achteckig). Mitunter ist er mehr feinschuppig (fast blätterig) als faserig. Darin finden sich um Titanit hie und da pleochroitische Höfe. Ausser Titanit tritt bisweilen Rutil auf. Karbonate sind als Zersetzungsprodukte häufig. Der nicht spärliche Quarz ist zum Teil sekundär.

Bei den nachstehend charakterisierten Proben sind in feinstengeliger Grundmasse die Individuen der Plagioklaseinsprenglinge meist zu divergentstrahligen Gruppen vereinigt. Mitunter erscheint eine Art Fluidalstruktur deutlich.

Hundepest (Remigiusberg): Grundmasse makroskopisch dicht, graulichbraun mit Stich ins Violette; grünlichschwarze Fleckchen, kleine hellrötliche Einsprenglinge. Unter dem Mikroskop zeigt die Grundmasse sehr deutliche Fluidalstruktur. Unter den zahlreichen, verhältnismässig grossen, oft rötlich getrühten Feldspaten I. Generation ist Oligoklas-Andesin und Andesin nachweisbar. Einzelne total zersetzte grosse Plagioklase sind durch Ton + Fe_2O_3 + Limonit substituiert. Wenig Biotit. Primärer Quarz in winzigen Zwickeln spärlich; anscheinend als Zersetzungsprodukt (im Zusammenhang mit Chlorit) häufiger. Dieser tritt in den beiden gewöhnlichen Formen auf, nämlich aus Pyroxen und aus Biotit, welche letzterer mitunter scharf begrenzte Einschlüsse in Plagioklas bildet. Karbonate fehlen. Magnetit ist zum Teil in krümeliges Fe_2O_3 umgewandelt. Im Chlorit finden sich pleochroitische Höfe um Titanit u. dgl.

Ulmet: Grundmasse makroskopisch hellgrau, weisse Einsprenglinge 1—2 mm gross, im übrigen wie die vorigen Proben. Plagioklaseinsprenglinge fast ganz in grüne Gemenge von Calcit, kaolinartiger Substanz und Chlorit verwandelt. Biotit, soweit nicht in Erz, Chlorit und Titanit zersetzt, nicht selten noch erhalten. Quarz häufiger sekundär, als in Form primärer Zwickel. Titanit sehr reichlich; an einer Stelle findet sich im Schliff eine Pseudomorphose aus dem auch sonst ziemlich häufigen Rutil mit Calcit nach einem isometrischen Kristall (sechseckige Schnittfigur). Chlorit bildet mit Karbonaten Pseudomorphosen nach Pyroxen (kurze Stengelchen).

Eine andere sehr unfrische Probe von Ulmet zeigt im wesentlichen die gleiche Zusammensetzung, nur ist die chemische Veränderung der ursprünglichen Komponenten noch weiter vorgeschritten. Oligoklas-Andesin ist vereinzelt noch nachweisbar; im übrigen sind die Feldspäte fast ganz durch Calcit, Chlorit, sekundären Quarz (und Chaledon?) ersetzt, teilweise auch verglimmert. Ein blass blaulichgrüner Chlorit, kaum pleochroitisch, bildet Pseudomorphosen nach Pyroxen (achteckiger Querschnitt, Einlagerung zierlicher runder Erzkörnchen); längs Rissen trifft man sehr auffällige radialfaserige Chloritaggregate, die zwischen gekreuzten Nicols Interferenzkreuze zeigen und von sekundärem Quarz begleitet sind, wohl auch von Chaledon.

Primärer Quarz ist spärlich. Auch in dieser Probe finden sich merkwürdige Gruppen von Rutil, Quarz und Karbonat, anscheinend pseudomorph nach isometrischen Kristallen. Vereinzelt trifft man Zirkon.

Rummelsbusch bei Ulmet (Kontakt von blass graulichgrünem,¹⁾ an weissen Einsprenglingen reichem Cuselit mit dichtem, schwarzem, quarzreichem Schiefer; Eruptiv- und Sedimentgestein sind sehr innig miteinander verwachsen; Grenzfläche fast eben). Der Cuselit zeigt ausgeprägteste Porphystruktur. In sehr feinkörniger Grundmasse liegen viele weitgehend zersetzte grosse Plagioklasindividuen als Einsprenglinge. Es findet sich im Schliff viel frischer Biotit und sehr viel Karbonat; grüne Zersetzungsprodukte sind sehr spärlich.

Zwischen Schiefer und Cuselit findet sich keinerlei pigmentierte Zwischenlagerung. Der Schiefer enthält als Produkt pneumatolytischer Kontaktwirkung blauen Turmalin.

Schneidchen: Makroskopisch unfrisch; rötlichgraue Grundmasse mit verhältnismässig wenigen, 1—2 mm grossen weissen bis rötlichen, unscharf begrenzten Einsprenglingen. Sonst wie vorige Proben. Mikroskopisch zeigt das Gestein viele stengelförmige, quergegliederte Pseudomorphosen von chrysotilähnlicher Substanz nach α -Pyroxen; auch viel auffällig frischen Biotit,²⁾ der mehrfach in Chlorit übergegangen ist; wenig frisches Erz, viel Titanit; aus dem gleichen Grunde (weit vorgeschrittene Zersetzung) viel mehr sekundärer Quarz (neben Karbonaten) als primäre Quarzzwischenklemmung.

Schneidchen, oberer Bruch: Makroskopisch dichte hellgraue Grundmasse, unregelmässig dunkelgrün gesprenkelt. Unter den Plagioklaseinsprenglingen ist Oligoklas-Andesin nachweisbar. Kleine Biotit-Kristalle sind recht häufig, ebenso Pseudomorphosen von schwach doppelbrechendem blassgrünem Chlorit nach Pyroxen (schlanke Stengel, vier- und achteckige Querschnitte); viele Quarzresteckenausfüllungen; Calcit bzw. andere Karbonate sind spärlich; von opakem Erz ist das meiste in Titanit und Rutil verwandelt.

Mayenwald: Grundmasse makroskopisch dicht, dunkelgrau, ganz unregelmässig dunkelgrün fleckig. Ziemlich scharf begrenzte rötlich- bis graulichweisse, bis über 2 mm grosse Feldspat-Einsprenglinge zeigen mitunter schon makroskopisch zonaren Bau. Mikroskopisch lässt sich darunter Oligoklas-Andesin nachweisen. Primärer Quarz bildet viele, stets sehr kleine Zwischenklemmungen. Biotit fehlt. Als Mesostasis treten auf viel Chlorit und ein violettbräunlich gefärbtes Karbonat in nicht unbedeutender Menge. Verhältnismässig frischer Titanmagnetit (meist feine Leisten, auch staubförmig) wird von viel Titanit, hie und da auch von Rutil begleitet. Der mineralogischen Zusammensetzung nach ist dies ein ganz typischer Cuselit, der sich strukturell vom Spiemontgestein³⁾ nur durch die entschieden porphyroide Ausbildung unterscheidet.⁴⁾

Dörnnes: Die Grundmasse des unfrischen Gesteins ist bräunlichrot gefärbt. Dadurch und durch die mineralische Zusammensetzung gleicht das Dörnnesgestein durchaus dem Cuselit vom Gipfel des Pötschberges,⁵⁾ von dem ersteres durch seine entschieden porphyrische Struktur abweicht. Die sehr grossen Einsprenglinge, zum Teil Oligoklas-Andesin, bilden öfters Gruppen von divergentstrahlig angeordneten Individuen. Frisch ist nur der reichliche Biotit. Die zersetzten Partien enthalten viel Eisenoxydkrümel. Man muss an endogene Kontaktwirkungen denken; oder sollten gelegentlich eruptive Nachschübe verändernd auf solche ältere Intrusivmassen eingewirkt haben unter Ausscheidung von Fe_2O_3 ? Mässige Mengen von Quarz erscheinen kataklastisch, mitunter gleichen sie ihrer Form nach Quarzeinsprenglingen in Porphyr. Karbonate fehlen. Die grünen Zersetzungsprodukte sind zum Teil chrysotilähnlich und bilden Pseudomorphosen nach Pyroxen, zum Teil haben sie die Eigenschaften von Chlorit, der in Form radialfaseriger Aggregate merkwürdige kleine Hohlräume erfüllt (scheinend Infiltration).

¹⁾ Auffällig erscheint die lichte grünlichgraue Färbung der Cuselite im unmittelbaren Kontakt mit Schiefer etc.; sonst ist die Farbe der Grundmasse meist rein grau, auch rötlich-, bräunlich- oder violettgrau.

²⁾ Die merkwürdige Frische von Biotitkristallen in sehr zersetzten Cuseliten möchte den Gedanken aufkommen lassen, als sei der braune Glimmer Neubildung. Die Gesamtheit meiner Wahrnehmungen spricht aber entschieden gegen eine solche Annahme.

³⁾ Vgl. die spätere Beschreibung S. 73, ferner S. 75.

⁴⁾ Nach Dr. BERCKHARDT zieht sich über Genshöhe, Mayenwald nach Elzweiler ein schmaler Cuselit.

⁵⁾ Vgl. S. 74.

B. Eine schwache Hinneigung zur gabbroiden (grob-diabasischen) Struktur zeigen die folgenden Gesteine darin, dass die in feinstengelig-ophitischer Grundmasse ausgeschiedenen Einsprenglinge meist nicht Individuen, sondern divergentstrahlige Gruppen breiter Plagioklas-tafeln sind.

Hierher gehören die Cuselite von den Örtlichkeiten Essweilertal (Oberweiler), Lachenpest, Bleckarsch und Balmochkopf (nordöstliche Fortsetzung des Schneidchen).

Essweilertal (bei Oberweiler): Die Probe zeigt schon makroskopisch ein sehr auffälliges Aussehen, und mikroskopisch erscheinen merkwürdige Anzeichen von endogener (?) Kontaktwirkung.¹⁾ Makroskopisch treten aus einer recht dichten, rötlich graugelben Grundmasse Einsprenglinge wenig hervor. Umfangreiche nestartige Einlagerungen sind von dunkelroter Farbe und auffallender Kohärenz. Durch das Mikroskop erkennt man, dass diese Fe_2O_3 -Ablagerung teils in ziemlich dicht beisammen liegenden Nestern (einzelne bis $\frac{1}{2}$ qcm Querschnitt) erfolgt, zum Teil aber längs regellos verlaufender Risse, die sich in die Feldspate hineinziehen, oder auch an der Peripherie der Plagioklase, sowohl der Feldspateistichen in der Grundmasse wie der Einsprenglinge. Unter den im allgemeinen sehr frischen, wenig lamellierten Plagioklaseinsprenglingen konnten nach der Methode von Fouquet bestimmt werden Oligoklas-Andesin (öfters), vereinzelt Andesin und Labrador. Mässige Mengen Quarz bilden kleine primäre Zwickel; reichlicher tritt er da auf, wo Fe_2O_3 ausgeschieden ist, und darf in solchen Fällen als sekundäres Produkt angesehen werden, das Plagioklas- und Titaniteinschlüsse zeigt, während der primäre Quarz gewöhnlich einschlussfrei ist. Als Zwischenklemmung findet sich viel chrysotilähnliche Substanz, deren Bildung, wie mir scheint, mit der Fe_2O_3 -Ausscheidung auf den gleichen geologischen Akt zurückzuführen ist. Das Material für die „Chrysotil“-Bildung war anscheinend ein Orthopyroxen. Die stengelförmigen, oft quergegliederten Längsschnitte der nicht spärlichen Pseudomorphosen nach o-Pyroxen, wie auch die vier- oder achteckigen Querschnitte führen zu dieser Annahme. Die Stengelchen sind in der Richtung der Hauptzone sehr allgemein zerfasert. Auf Querschnitten zeigen sich Erscheinungen, die sehr an die Maschenstruktur serpentinisierten Olivins erinnern. Die Fasern und schmalen Schüppchen stehen immer \perp zu feinen Rissen, von denen aus die Chrysotilbildung begonnen hat. Die Aggregate sehen im \parallel polarisierten Licht homogen blaugrün aus (ohne merklichen Pleochroismus); bei der Verwitterung erhalten sie eine bräunliche Pigmentierung durch dilutes Ferrioxydhydrat. In den genannten Pseudomorphosen finden sich viele Körnchen sekundären Titanits, ferner rundliche Einlagerungen aus Fe_2O_3 -Krümeln und um diese herum tief braunrote Einfassungen. (Die Örtlichkeit liegt einige Kilometer nördlich vom Potschberggipfel).

Lachenpest²⁾: Die dichte Grundmasse erscheint makroskopisch ziemlich dunkel grau und um die stellenweise zusammengedrückten weisslichen Einsprenglinge stark durchsetzt mit schwärzlichgrüner Chloritsubstanz. Letztere tritt selbständig — als ein Umwandlungsprodukt des noch in wenigen Resten erhalten gebliebenen Biotites — nur ganz spärlich auf, sehr reichlich dagegen als Pigment von Karbonaten, die teils von Plagioklasen, teils von Pyroxen sich herleiten. Die Feldspateinsprenglinge (mitunter noch als Oligoklas und Oligoklas-Andesin erkennbar) schliessen glasartig dichte Substanz ein. Wie sonst ganz allgemein bei den Cuseliten mit feinstengelig-ophitischer Grundmasse sind die Feldspäte zweiter Generation gleichfalls von recht saurem Charakter. Primäre Quarzzwickel sind verbreitet. An die Stelle des Titanit-Magnetits ist grösstenteils Titanit in Form zahlloser winziger Körner getreten.

Bleckarsch: In der makroskopisch dichten violett-bräunlichen Grundmasse sind ungleich grosse weissliche, meist durch Zersetzung gebräunte Einsprenglinge ungleichmässig verteilt. Im mikroskopischen Bild wird die Fluidalstruktur durch die eingelagerten Fe_2O_3 -Partikel recht deutlich. Wie sonst bei manchen weitgehend zersetzten Cuseliten erscheint die Frische von zahlreichen Biotitkriställchen auffällig. Quarz ist reichlich vorhanden, auch als Neubildung. Sehr viel Calcit lässt manche Partien mandelsteinartig erscheinen (anscheinend Infiltrationen von Karbonat). Das ursprüngliche Eisenerz ist vollständig ersetzt durch reichliches zerkrümeltes Fe_2O_3 von dunkler Farbe und durch Pseudomorphosen, die grossenteils aus Rutilprismen zu-

¹⁾ Vgl. das Gestein von Dörnes, sodann S. 69, 72 und S. 64.

²⁾ Etwa $\frac{1}{2}$ km nördlich vom Sulzkopf, von diesem durch eine Verwerfung getrennt.

eingelagert. Im übrigen finden sich: Quarzrestecken sehr spärlich; viel grünlich pigmentierte Karbonate; sehr wenig selbständig auftretender Chlorit, zum Teil aus Biotit (von letzterem nur noch Spuren); ziemlich viel frisches Eisenerz (winzige Oktaeder, selten Leisten); stellenweise ist Limonit angehäuft.

Schneidchen, Bruch bei Erdesbach: Der Schliff zeigt manches Auffällige. Die nicht ganz feinstengelige unfrische Grundmasse enthält häufig mikropegmatitische Aggregate von Quarz und Feldspat. Grosse, meist zersetzte Einsprenglinge (öfters Oligoklas-Andesin, vereinzelt Labrador-Bytownit) enthalten viele vollkommen dichte, annähernd isotrope Einlagerungen. Grössere Quarzkörneraggregate, stellenweise kristallähnlich begrenzt, erinnern an die Einsprenglinge in Quarzporphyren. Es handelt sich wohl in der Tat um Quarzeinsprenglinge, die erst durch magmatische Resorption und schliesslich durch Kataklyse verändert worden sind. Quarzwickel in den sonst in Cuseliten gewöhnlichen Formen sind in diesem Gestein wenig zu finden, ebenso nur spärlich frisches Erz. Chloritisch pigmentiertes Karbonat und spärlicher Chlorit bilden Pseudomorphosen nach Pyroxen, von welchem noch Reste vorhanden sind. Frisch aussehender Biotit findet sich reichlich.

Genshöhe, Gipfel. In makroskopisch grauer dichter Grundmasse ziemlich eng zusammengedrängt 1—2 mm grosse weisse, ziemlich scharf abgegrenzte Einsprenglinge. Mikroskopisch erweist sich das Gestein als ausserordentlich kataklastisch und mit Ausnahme der reichlichen Biotitkristalle sehr unfrisch. Chlorit tritt nicht selbständig, sondern nur als Pigment von Karbonaten auf. Es findet sich ferner viel sekundärer Quarz und Titanit, mitunter auch Rutil, wenig frischer Titanmagnetit; als Seltenheit trifft man etwas Magnetkies.

II. Tiefenformen cuselitähnlicher Gesteine.

Nachstehend finden sich die petrographischen Charaktere solcher Typen zusammengestellt, die ich der Kürze wegen als gabbroid bezeichne, ohne damit mehr ausdrücken zu wollen, als ihre verhältnismässig grob diabasische Struktur und eine mineralische Zusammensetzung, die sich in einigen Punkten derjenigen von Gabbros nähert. Die Ausfüllung von kleinen Restecken durch primären Quarz und der meist nicht sehr basische Charakter der Feldspäte unterscheidet diese Gesteine in markanter Weise von eigentlichen Gabbrodiabasen.

Geologisch bilden diese Tiefengesteinsformen grosse stockartige Massen, während die im vorigen Abschnitt beschriebenen Cuselitvorkommen des Gebietes durch ihre entschieden porphyrische Ausbildung in Einklang stehen mit ihrem Auftreten in Form wenig mächtiger Intrusivgänge oder -Lager.¹⁾

Zum Vergleich ist beigelegt eine Beschreibung des schönen Kreimbacher Tholeyites, dessen Intrusivlager mit seinem westlichen Ende in C. BURKHARDS Potzbergkarte hereinreicht.

Vorausgeschickt sei dem speziellen Teil dieses Abschnittes eine petrographische Charakteristik **des Cuselites vom Spiemont.**²⁾ Derselbe zeigt mikroskopisch wie makroskopisch fast gar keine Differenzierung in Grundmasse und Einsprenglinge. Die blass rötlichen Feldspäte erscheinen gegen eine vorwiegend dunkelgrüne Mesostasis nur ganz unscharf abgegrenzt. Die Struktur ist mittelkörnig-diabasisch, ähnlich der eines Gabbro-Diabases.

Ein Balkenwerk von Plagioklasleisten, die häufig der Tafelform sich nähern, zeigt alle Übergänge von grösseren Individuen zu den winzigen Stengelchen der jüngeren Generation, deren Anordnung das allgemeine Gepräge des ophitischen Gefüges beibehält. Grössere Körner liegen teils regellos verstreut, teils sind sie divergentstrahlig gruppiert und heben sich alsdann nicht sehr auf-

¹⁾ In letzteren Formen treten auch die nachstehend beschriebenen Cuselite von der Rothheck und vom Galgen auf.

²⁾ Dieses durch C. LOSSENS klassische Arbeit (S. 20.6) bekannte Gestein diente in einer durch Herrn Oberbergat Prof. Dr. L. v. AMMON gütigst zur Verfügung gestellten sehr frischen Probe als Vergleichsmaterial zur Beurteilung der Cuselite unseres Gebietes.

In der weniger frischen Potschberggesteinsprobe sind die Feldspäte meist durch Fe_2O_3 rötlich getrübt oder durch die Hydrate des letzteren gebräunt. Ihre annähernd idiomorphe Ausbildung und besonders die Art ihrer Anordnung lassen das mikroskopische Bild dieses Gesteins gabbroähnlicher erscheinen als den Spiemont-Cuselit.

Viel blassgrüne, oft radialfaserige chloritische Substanz (zum Teil recht umfangreich), von sehr wechselnder Höhe der Interferenzfarben (Charakter der Hauptzone —) erscheint meist aus Biotit hervorgegangen, von dem sich noch eben erkennbare Reste finden. Auf ursprünglich vorhanden gewesenen Pyroxen deuten nur spärliche, wenig charakteristische, meist bräunlich getrübt grüne Pseudomorphosen bzw. Zwischenklemmungsmassen im verhältnismässig groben Feldspatnetz hin.

Etwas Ungewöhnliches sind einzelne Körnchen brauner Hornblende, die möglicherweise aus Pyroxen hervorgegangen ist, jedenfalls aber ein Äquivalent des letzteren darstellt.

Die sauren Resteckenausfüllungen zeigen, abgesehen von etwas weniger ausgiebigem, aber immer noch reichlichem Vorkommen, gleiches Verhalten wie im Spiemont-Gestein. Granophyrische Aggregate längs der Grenzlinien zwischen Quarz und Plagioklas lassen den letzteren oft wie gefraust erscheinen, wohl ein Beispiel von Resorption ausgeschiedener Kristalle durch die Mutterlauge. Diese Erscheinung ist nicht unähnlich der Abgrenzung zwischen Quarz und Plagioklas in Quarzdiabasen und Quarzmelaphyren,¹⁾ nur mit dem Unterschied, dass der Quarz in derartigen, erst bei stärkster Vergrößerung deutlich auflösbaren, primären Zwischenklemmungsmassen der Cuselite durchaus nicht den Eindruck eines Fremdkörpers macht, wie in jenen seltenen Grenzformen basischer Gesteine. — Titanmagnetit findet sich — entsprechend der im allgemeinen weniger frischen Beschaffenheit der Potschberg-Cuselite — in diesen weit häufiger in Fe_2O_3 , Titanit und Rutil umgewandelt, als in dem Spiemont-Gestein, mit dem jene sonst hinsichtlich des opaken Erzes übereinstimmen.

Bezeichnen wir den petrographischen Charakter der beiden eben beschriebenen Cuselite als Spiemont-Typus (diabasische Struktur mit starker Hinneigung zum gabbroiden Habitus; divergentstrahlige Anordnung der von einer geringen Menge Mesostasis — einem ophitischen Plagioklasgewebe — sich wenig abhebenden, häufig kataklastischen Feldspäte erster Generation, wobei die sauren Resteckenausfüllungen und der wenig basische Charakter der Feldspäte diese Gesteine recht erheblich von Diabasen im engeren Sinne unterscheidet), so können diesem Spiemont-Typus noch beigezählt werden die Cuselite von Gumbweiler, von der Rothheck und vom Galgen.²⁾

Das Gestein von Gumbweiler (Welschbachtal, südlich vom Wackeshübel) zeigt einen verhältnismässig starken Kontrast zwischen „Grundmasse“ und Einsprenglingen (meist zonar gebauten Plagioklasen). Die Feldspäte sind Oligoklas-Andesin bis Labrador-Bytownit. Kleine Quarzzwischenklemmungen sind recht verbreitet. Auf Pyroxen als ursprünglichen Bestandteil der Mesostasis deutet die Beschaffenheit von viel chloritisch pigmentiertem Karbonat. Chlorit tritt selbständig nur spärlich auf. Von Biotit finden sich nur Spuren. Schöne Kriställchen

¹⁾ ROSEBUSCH, Elem. d. Gest.-Lehre S. 329.

²⁾ Abweichendes Verhalten zeigen zwei nachträglich untersuchte Proben von Potschberg-Gesteinen. Das eine, vom Steinbruch Potschberg (an der Waldpartie Engler, oberhalb Essweiler), erscheint dem blossen Auge zusammengesetzt aus kleinen fleischfarbigen und dunkelgrünen Körnchen und erweist sich unter dem Mikroskop als ein Cuselit von porphyrischer Struktur. Die Einsprenglinge bestehen gewöhnlich aus mehreren divergentstrahlig gruppierten Individuen. Im übrigen finden sich Calcit und Chlorit pseudomorph nach Pyroxen, Chlorit nach Biotit und vom Biotit noch Reste. Möglicherweise entstammt ein Teil des reichlichen Titanites und Rutil Ti-haltigem Biotit. Fe_2O_3 trübt einen grossen Teil der Feldspäte. Der gabbroide Cuselit des Potschbergmassives geht nach der Peripherie zu in mehr porphyroide Formen über. Ein weisses Gestein vom Potschberg (der Punkt ist 350 m SW. von der Spitze des Potschberges, also nahe am südwestlichen Rande des Berges gelegen), eine zonenartige Einlagerung in Cuselit und von diesem geologisch nicht trennbar, mit schneeweissen Pseudomorphosen von Kaolin nach Feldspat, ist sehr SiO_2 -reich (eine emporgerissene und stark metasomatische Scholle Porphyr?).

sekundären Titanites leiten sich offenbar von Titanmagnetit ab, der reichlich in den gewöhnlichen Formen vorliegt.

Am Cuselit von der Rothheck (vom westlichen Ende des Ganges der Hubhöhe, östlich am Rothheckberg gelegen) ist mikroskopisch wenig Differenzierung in Grundmasse und Einsprenglinge erkennbar. Die stark getrübbten Plagioklase, welche am Handstück mitunter als durchschnittlich 1 mm lange Leistchen hervortreten, zeigen, soweit erkennbar, sehr kleine Auslöschungsschiefen. Calcit ist eines ihrer auffälligeren Zersetzungsprodukte. In den häufigen Restecken ist der Quarz bisweilen mit Chlorit (aus Plagioklas) zierlich verwachsen. Die basische Mesostasis wird von Karbonat und Chlorit gebildet. Letzterer zeigt in radialfaserigen Aggregaten mitunter die Erscheinung von Interferenzkreuzen. Spärliches Erz erscheint in den gewöhnlichen Formen und ist nicht selten von sekundärem Titanit eingefasst. Apatit ist häufig. Biotit fehlt.

Der Cuselit vom Galgen bei Niederallben ist etwas porphyroider, quarz- und erzärmer als das Spiemont-Gestein, dem er im übrigen recht ähnelt. Ohne die geringe Basizität der alle anderen Mineralien weit überwiegenden Plagioklase (Oligoklas-Andesin ist sehr häufig) und ohne die nicht sehr reichlichen Quarzrestecken würde man das Galgengestein als einen etwas porphyrisch ausgebildeten Gabbro-Diabas bezeichnen können. Die recht verschiedenen grossen idiomorphen, divergentstrahlig gruppierten Plagioklasstengel, von denen die einsprenglingsartigen zum Teil hübsche Zonarstruktur zeigen, sind ganz eigenartig kataklastisch verändert. Chlorit — zum Teil aus Biotit hervorgegangen — bildet mitunter für sich oder mit Karbonat und Erz (darunter sekundärer Titanit) kleine Pseudomorphosen nach Pyroxen bisweilen stellt er radialstrahlige Büschelchen feinsten Fasern dar und wird stellenweise chrysotilähnlich. Karbonate erscheinen häufig chloritisch pigmentiert. Schwarzes Erz tritt meist in Oktaederform auf.

Durch Herrn Oberbergrat Prof. Dr. L. v. AMMON erhielt ich ein grünes verwittertes Eruptivgestein von Föckelberg (südlich vom Hutbusch), das sich bei der Untersuchung als ein Cuselit von etwas feinkörnigem Spiemont-Typus erwies. Makroskopisch: Mittel- bis feinkörnige grünlichgraue Grundmasse mit weissen Pseudomorphosen von Calcit nach Feldspat (durchschnittlich wenig über 1 mm). Einzelne Hohlräume sind mit Limonit erfüllt. Mikroskopisch: Rhyotaxitisches Eruptivgestein, weitgehend verwittert. Der Menge nach weit vorwiegend meist divergentstrahlig angeordnete Plagioklasleistchen. Die quantitativ ziemlich zurücktretenden grösseren Einsprenglinge, wie auch viele kleine zwillingslamellierte Leistchen sind Pseudomorphosen von Karbonat nach Feldspat (wohl meistens Plagioklas). Die frischeren Feldspäte zeigen geringe Auslöschungsschiefen.

Einzelne rundliche Calcit-Pseudomorphosen in der sonst ganz mit dem Föckelberggestein übereinstimmenden Probe von Staufenbach (leg. Dr. REIS, zur Verfügung gestellt durch Herrn Prof. Dr. v. AMMON) scheinen mir aus Olivin (Pyroxen?) hervorgegangen zu sein und zeigen || eingelagerte Erzstreifen, die an Titanerz-Interpositionen in Diallag erinnern. Solche Pseudomorphosen sind hin und wieder mit kristallographisch begrenzten Chrysotil-Pseudomorphosen durchsetzt und zeigen eine zierliche Einfassung mit opaker brauneisenähnlicher Substanz.

Die sehr reichliche Mesostasis dieser Gesteine wird gebildet durch bläulichgrüne Produkte, die durch Zersetzung sich bräunen. Die wenig pleochroitische blaugüne Substanz ist meist radialfaserig struiert ($Ch_2 +$) und bildet selten wohlbegrenzte Pseudomorphosen nach Pyroxen. Hier und da sind dieser grünlichen Substanz verhältnismässig grosse chrysotilähnliche Nadeln beigelegt. Enorm viel Karbonat findet sich in der Grundmasse und in den Einsprenglingen. Das sehr reichliche Eisenerz, allermeist winzige, scharf begrenzte Oktaeder, seltener sehr feine Leistchen, ist nirgends mehr frisch und meist in Titanit umgewandelt. Sehr kleine Quarzzwickel sind recht häufig.

Der nicht ganz frische, mittelkörnig-gabbroide Cuselit vom Kiefernkopf¹⁾ zeigt dem unbewaffneten Auge als einzige Einsprenglinge, die sich deutlich aus der grau-grünen, etwas rötlich melierten Grundmasse abheben, schwärzlichgrüne, etwa 1 mm lange, schmale Prismen.

Unter dem Mikroskop erscheint das Gestein noch deutlich porphyrisch; die meist divergentstrahlig angeordneten Aggregate der Plagioklase erster Generation heben sich scharf ab gegen eine quantitativ stark zurücktretende, recht feinkörnige bezw. kurzstengelige Grundmasse und bilden kein zusammenhängendes Balkenwerk. Die jüngere Feldspatgeneration stellt weniger eine Mesostasis, als

¹⁾ Geologisch stellt der Kiefernkopf-Cuselit nach Dr. BURKHARDT eine grosse stockartige Masse dar, welche zusammen mit der Quarzporphyrmasse des Hermanns- und Bornberges den Kern der Hermannsberger Schichtenkuppel einnimmt. Vgl. den vorausgehenden Abschnitt S. 28.

eine Grundmasse aus kurzen Plagioklasstengelchen von feinkörnig-ophitischer (Intersertal-)Struktur dar. Die stark verglimmerten Feldspäte lassen keine genauere Bestimmung mehr zu. Die Zwischenklemmungssubstanz der „Grundmasse“ besteht hauptsächlich aus Pyroxen und seinen serpentini-ähnlichen Zersetzungsprodukten, untergeordnet aus Calcit und Quarz. Frischer Pyroxen, im ganzen spärlich, ist stellenweise in Form kleiner Stengelchen angehäuft, die von etwas Biotit und Spuren brauner Hornblende begleitet sind. Sonst bildet er Körner, denen meist eine Zwillinglamelle || (100) eingelagert ist. Prismenquerschnitte sind nicht selten achteckig und zeigen nur die prismatische Spaltbarkeit deutlich. Es handelt sich stets um kl-Pyroxen ($c:c > 45^\circ$). Derselbe ist unter dem Mikroskop mit ganz schwach graulichgrüner Farbe durchsichtig; Pleochroismus fehlt. Als Zersetzungsprodukte von Pyroxenen treten mässige Mengen chrysotilähnlicher Aggregate und spärlicher Calcit auf. Erstere bilden Pseudomorphosen, nämlich Körner, häufiger Stengel, oft von scharf achtseitigem Querschnitt. Mitunter sind die zentralen Teile serpentiniert, die äusseren nicht. Die serpentiniartigen feinen Lamellen stehen im allgemeinen \perp zu den Prismenflächen der Pseudomorphose und durchkreuzen sich mitunter. Ihr Pleochroismus ist || der Hauptzone ziemlich düster bräunlichgrün, \perp dazu hellbräunlich, Stich ins Grünliche, durch Verwitterung fleckig. Die Lichtbrechung ist schwach, die Doppelbrechung verhältnismässig hoch (Interferenzfarben bis Gelb I. Ordnung). Der Charakter der Hauptzone, die bei Stengeln oft deren Längsachse || geht, ist stets positiv. Diese Pseudomorphosen enthalten häufig sekundären Titanit. Ti-haltiges Eisenerz ist spärlicher zu treffen als in den meisten Cuseliten, jedenfalls weit weniger als in dem Spiemont-Typus und in dem Tholeyit von Kreimbach. Die Erzkörnchen (selten Oktaeder) sind meist in Titanit umgewandelt, besonders im Bereiche der grünen Pseudomorphosen. Spärliche Biotitblättchen sind zweifellos Reste primären Biotites und zwar grösserer, zumeist chloritisierten Individuen. Solcher Chlorit ist ähnlich lamelliert wie Biotit, etwas pleochroitisch (Ch. +), und findet sich häufiger als die Pseudomorphosen nach Pyroxen. Die zahlreichen, meist nicht sehr kleinen Resteckenausfüllungen, bestehend aus Körneraggregaten primären Quarzes, unterscheiden sich deutlich von unzweifelhaft sekundärem Quarz im Bereiche stark zersetzter Partien. — Mässige Mengen Apatit erscheinen als schlanke bis nadelförmige Säulchen, oft mit pyramidalen Endflächen.

Geologisch gehört auch das zunächst zu besprechende Gestein vom Schneeweiderhof zur Kiefernkopfmasse, es bildet mit dieser einen einzigen geologischen Körper; da es aber doch etwas vom Gestein der westlichen und südlichen Partie des Kiefernkopfes abweicht, soll es besonders besprochen werden.

Der gabbroide Cuselit vom Schneeweiderhof,¹⁾ den man mit dem Kiefernkopfgestein allenfalls zu dem Palatinit-Typus LASPEYRES zählen darf, ist makroskopisch etwas grobkörniger als der Kiefernkopfcuselit; die rötlichen Partien treten etwas lebhafter hervor. Sein mikroskopischer Habitus neigt entschieden zur porphyrischen Ausbildung durch einsprenglingsartigen Charakter einer sehr kataklastischen, sehr reichlichen ersten Plagioklasgeneration, bestehend aus annähernd idiomorphen, oft zu grossen divergentstrahligen Gruppen vereinigten, bis einige Millimeter grossen Stengeln. Diese sind meist zonar gebaut, zeigen im allgemeinen mittlere Auslöschungsschiefen und schliessen viel Sericit ein. Die fein- bis mittelkörnige Grundmasse stellt eine holokristalline zweite Plagioklasgeneration dar. Die kurzen Stengelchen sind allotriomorph bis hypidiomorph und lassen vorzugsweise die saureren Glieder der Reihe Andesin bis Bytownit erkennen; ohne jede Regelmässigkeit in der Anordnung erfüllen sie dicht gedrängt die Lücken des Plagioklasbalkenwerkes erster Generation.

kl-Pyroxen, als frisches Mineral im ganzen nicht reichlich, stellenweise gehäuft, bildet oft unregelmässige Körnchen (meist Zwillinge), seltener bis höchstens 1 mm lange Stengel; unter dem Mikroskop fast farblos bis ganz licht bräunlich oder grünlich, durchaus nicht pleochroitisch; sehr vollkommen spaltbar nach (110): $c:c > 45^\circ$. Die Querschnitte sind mitunter achteckig, gerade wie bei den in den meisten Cuseliten so häufigen Pseudomorphosen von chrysotilartiger Substanz nach Pyroxen, und zeigen fast stets eine eingeschaltete Zwillinglamelle nach (100). Sehr häufig ist der kl-Pyroxen mit spärlicher Hornblende || verwachsen. Letztere (a farblos, b blass bräunlich,

¹⁾ Vgl. Textfigur 11.

c bräunlichgrau; $c : c = 10^\circ$) bildet hypidiomorphe Prismen von charakteristischem Querschnitt. Auf Pyroxen zurückführbare Zersetzungsprodukte sind ausser sehr wenig Calcit die zahlreichen schmutzig grünen, bräunlich gefleckten serpentinähnlichen Aggregate, welche verhältnismässig grosse Titanitkörner oder auch frischen Ti-Magnetit einschliessen. Solche grüne Pseudomorphosen, oft quergegliederte Stengel, zeigen die Umwandlung in die serpentinartigen Fasern von jenen Querrissen oder auch von den Zentren rundlicher Hohlräume aus. Die Fasern sind || der Längsrichtung farblos, fleckig, bis bräunlich grau, \perp dazu düster bläulichgrün mit braunen Flecken. Mitunter bilden solche Fasern einen wirren Filz. Biotitblättchen sind dann häufig beigemengt.

Mässige Mengen sehr frischen Erzes kommen in Form von Oktaedern und Körnern, selten leistenförmig vor; zahllose kleinere Kristalle sind unter Erhaltung ihrer Gestalt in Titanit umgewandelt, besonders im Bereiche der grünen Pseudomorphosen; grössere Eisenerzkörner zeigen oft Titanitsäume.

Spärliche Fragmente von Biotit stellen allem Anschein nach Reste grösserer Täfelchen dar, die grösstenteils der Chloritisierung anheimgefallen sind. Nicht gerade seltene kleine Restecken sind mit saurem Material, sehr zierlichen mikropegmatitischen Quarz-Feldspat-Aggregaten ausgefüllt, oft auch mit Quarz, der durch solche Aggregate eine rundliche Abgrenzung erhält. An zersetzten Stellen ist sicher auch sekundärer Quarz vorhanden. Sehr viel Apatit zeigt sich in Form von Körnern und dicken Prismen; einmal wurde ein Flüssigkeitseinschluss mit Libelle und Kristall darin beobachtet. Mitunter ist der Apatit pleochroitisch, || c bläulich oder braun, \perp c farblos.

Der recht frische Tholeyit¹⁾ von Kreimbach,²⁾ makroskopisch dunkelgrau-lich, mittelkörnig, zeigt von allen untersuchten Gesteinstypen den ausgeprägtesten grob ophitischen Habitus, wie man ihn bei gabbroiden Tiefenformen von Diabasen zu beobachten bekommt. Dieser Charakter wird nur beeinträchtigt durch trübe subkristalline Resteckenausfüllungen, welche mehr auf die intrusive Facies eines Ergussgesteines hinweisen. Jedenfalls ist die Mesostasis zwischen den bis 4 mm grossen, dicht gedrängten, meist divergentstrahlig angeordneten Plagioklasstengeln erster Generation nicht durchweg holokristallin, vielmehr ist darin neben wohl ausgebildeten meist trüben, seltener chloritisierten jüngeren Feldspäten, ferner neben Pyroxen und dessen Zersetzungsprodukten, sowie hellbraunem einachsigen Glimmer, ein reichlicher Prozentsatz von sehr dichten, zum Teil fluidalstruierten eckig begrenzten Partien enthalten, die sich auch bei stärkster Vergrösserung nur mangelhaft auflösen. Solche Stellen sind primärer Natur, denn sie erscheinen durchsetzt mit vollkommen frischen, auch mechanisch nicht veränderten Erzleistchen. Erst bei ca. 1200 facher Linearvergrösserung entwirrt sich notdürftig ein im wesentlichen ophitisches, manchmal deutlich fluidalstruiertes Gefüge von Plagioklasleistchen, zwischen denen sich winzigste Quarzrestecken finden; aber alles das wird getrübt durch äusserst feine Partikel, die zum Teil noch als Apatit, Erz und Glimmer (letzterer mit deutlichen Absorptionsunterschieden und zum Teil chloritisiert) erkennbar sind. Der gesamte Charakter dieser hypokristallinen Mesostasis ist also im ganzen der einer ziemlich homogenen Zwischenklümmungsmasse. Ohne diese hypokristallinen Einschaltungen könnte man das Gestein allenfalls auch als gabbroiden, olivinfreien, biotitreichen Mesodiorit mit sehr geringer Quarzföhrung bezeichnen.

Die hypidiomorphe meist reichlich lamellierten Plagioklase erster Generation, deren plattförmige bis spaltförmige makroskopisch deutlich hervortreten, zeigen vielfach Wachstumsstörungen, z. B. in Form von Korbwachungen, sowie intensive Wirkungen der Kataklaste. Die sämtlichen Feldspäte, auch die kleineren, jüngeren Individuen, gehören der Reihe Andesin bis Anorthit an; bisweilen sind Labrador Bytownit nachweisbar. Sie bilden den weitaus vorherrschenden Teil der Mesostasis. Die stark kataklastischen Plagioklase enthalten viel Sericit, Chlorit und Titanit, die in Form von Karbonat, das mitunter in feine Risse der Feldspäte infiltriert erscheint.

¹⁾ *Ann. Phys. Chem.* 1847, 10, 1071 ff.

²⁾ *Ann. Phys. Chem.* 1847, 10, 1071 ff.

kl- und weit seltener o-Pyroxen finden sich als allotriomorphe Mesostasis sehr reichlich und zeigen wie die meisten Mineralien des Gesteins starke Kataklyse. Der diallagähnliche, selten verzwillingte kl-Pyroxen erscheint im Schliff farblos bis ganz lichtbräunlich ($\perp c$); er zeigt ausser der prismatischen Spaltbarkeit sehr markant Absonderung nach (100) und (010); damit hängt eine feinstengelige Zerteilung der Körner $\parallel c$ zusammen. $Ch_m +$; $c : c > 45^\circ$. Von den Spaltungs- und Absonderungsflächen, wie auch von unregelmässigen Sprüngen aus erfolgt — recht ähnlich wie in Olivin — eine \parallel Zerfaserung und Umbildung zu serpentinähnlichen Produkten. Der kl-Pyroxen geht in geringfügiger Masse randlich in olivgrüne Hornblende über, die an der Bildung chloritischer Aggregate ($Ch_m +$) beteiligt ist, welche wenig Karbonat- und Titanitkrümel einschliessen. Die verhältnismässig hohe Doppelbrechung der Chloritsubstanz ist vielleicht auf dilutes $Fe(OH)_3$, möglicherweise auf eine Ti-Eisenverbindung zurückzuführen.

Die Pyroxene schliessen bisweilen Plagioklasstengelchen ein; Einlagerungen von Erznadeln fehlen vollständig. o-Pyroxenstengel sind oft quergegliedert. Ganz allgemein liefern die Pyroxene bei ihrer Zersetzung ausser verschwindend wenig Karbonat spärlich serpentinähnliche Aggregate, bestehend aus annähernd \parallel gerichteten Fasern ($Ch_m +$), zum Teil etwas verfilzt und mit winzigen Schüppchen durchwachsen. Die Bildung solcher schwach pleochroitischer (blass bräunlicholiv-blau-grüner), schwach lichtbrechender und ziemlich stark doppelbrechender Produkte erfolgt allgemein von Rissen aus.

Reichlicher Titanmagnetit, schon makroskopisch zu erkennen, erscheint mikroskopisch in Form von Körnern, Leisten und Oktaedern, häufiger skelettartig. Titanit und Rutil finden sich nur wenig. An mehreren Stellen durchsetzen zierliche Dendriten schwarzen Erzes braunen Glimmer. Der sicher primäre Biotit ($c = b$ hell olivbraun, a annähernd farblos) findet sich sehr reichlich in Form unregelmässiger Blätter als Zwischenklemmung, selten idiomorph als Einschluss in Plagioklas, dessen Berührung mit Biotit oft zu eigentümlichen Veränderungen beider Anlass gibt. Biotit erscheint bisweilen in Läppchen und Krümel zerteilt; manchmal sind geradlinige Umrisse desselben durch Erz fein gesäumt. Unter Erzabscheidung geht er häufig in Chlorit ($\parallel c$ gelbgrün, $\perp c$ meergrün; $Ch_m +$) über. Dieser ist schwach doppelbrechend, erhöht aber seine Interferenzfarben bei weiterer Zersetzung und nimmt im durchfallenden \parallel polarisierten Licht fleckige düstergrüne bis bräunliche Färbungen an. Oft mit kl-Pyroxen \parallel verwachsen, ist der Chlorit im übrigen regellos eingelagert; er enthält mitunter krümeliges Karbonat. Primäre Quarzwickel sind sehr spärlich. Mitunter trifft man an anscheinend zersetzten Stellen sekundären Quarz, in welchem u. a. winzige Biotitpartikel schwimmen. Verhältnismässig sehr reichlich beigemengter Apatit zeigt oft die Form langer bläulicher Nadeln.

Ein vereinzelt Beispiel von einem ganz anderen Typus stellt der **basaltische Melaphyr**¹⁾ von Bohrbachwies dar (der Gang setzt nahe am oberen Ausgang der Bohrbachwiese, am Plateau östlich von Lachenpest und Dörnes durch; das Vorkommen wurde zuerst von L. v. AMMON im Jahre 1878 aufgefunden). Das schwarze recht frische Gestein hat basaltischen Habitus und erscheint durch primäre Ausscheidungen porphyrisch. In einer sehr feinstengeligen Grundmasse liegen zahlreiche Einsprenglinge, vor allem Plagioklase (meist sehr basisch, dem Labrador-Bytownit nahe, weniger Olivin und ganz spärlich Pyroxen. Schwarzes Eisenerz ist in der fluidalstruierten Grundmasse allenthalben in Form sehr kleiner, fast glanzloser Körner und Kriställchen zerteilt.

Die Plagioklase der ersten Generation, durch die Bewegung beim Erstarren zum Teil eigentümlich zerspalten, oft zu Kristallgruppen vereinigt, sind in der Regel sehr frische, wasserklare Leisten, bis 2 mm lang, allgemein polysynthetisch lamelliert; auch Karlsbader Zwillinge finden sich. Es handelt sich um Labradorit, häufiger noch um Labrador-Bytownit. Die Einsprenglinge sind meist zonar gebaut; einzelne derselben schliessen, unter Nachahmung zierlicher granophyrischer oder mikropegmatitischer Strukturen, dichte, fast glasige, mit Erzstaub durchsetzte Grundmasse

¹⁾ ROSENBUSCH, Elemente d. Gesteinslehre S. 314. — Erläuterungen z. geolog. Spezialkarte von Preussen etc. Blatt Nohfelden S. 21; Blatt Freisen S. 21; Blatt Birkenfeld S. 29. Dem bayerischen Teile des Blattes St. Wendel gehören einige schmale lange Gänge basaltischen Melaphyrs an. Der schmale Gang von Bohrbachwies läuft \parallel dem von Lachenpest (S. 71), dessen Gestein porphyroider Cuselit ist.

ein. Letztere besteht überwiegend aus sehr feinen Plagioklasstengelchen (nach der durchschnittlichen Auslöschungsschiefe im allgemeinen etwas weniger basisch als die Einsprenglinge); dieselben stellen ein dichtes ophitisches Gefüge dar. In diese dichte bis feinkörnige Mesostasis sind unzählige Olivinkörnchen und Eisenerzpartikel (mitunter Oktaeder) eingebettet. — Reichlicher Olivin tritt als Einsprengling meist in gut begrenzten Kristallen bis höchstens 1 mm Länge, oft aber auch in Form kleiner ganz frischer Körner auf ($Ch_m +$). Grösstenteils sind die Kristalle serpentiniert, teilweise auch in Karbonat umgewandelt. Zersetzte Individuen zeigen Netzstruktur durch die \perp von Rissen aus erfolgte Umwandlung in ziemlich intensiv olivgrünen, kaum pleochroitischen Serpentin ($Ch_s +$); Form der Serpentinindividuen mehr Blättchen als Fasern. In beginnender Zersetzung begriffener Olivin erscheint im Schliff blass graulichgrün mit schwachem Stich ins Bräunliche und mit einzelnen ganz schwach pleochroitischen Fleckchen; seine Interferenzfarben sind im allgemeinen sehr niedere, bis höchstens Weisslichgelb 1. Ordnung; frischere Reste zeigen höhere Interferenzfarben und schwach meergrüne Färbung ohne Pleochroismus. Magmatische Resorption des Olivins ist nicht selten. Die Ablagerung von Karbonat erfolgt teils Rissen entlang oder in unregelmässigen, seltener kristallographisch begrenzten Inseln in Olivin.

Die sehr spärlichen Pyroxen-Einsprenglinge, bis höchstens $\frac{1}{2}$ mm grosse Körnchen, zum Teil Zwillinge, sind licht olivbräunlich, nicht pleochroitisch ($c:c > 45^\circ$). Mitunter finden sich in Olivinkristallen ausser Erzkörnern frische kl-Pyroxenkörner.

Herr Oberbergrat Prof. Dr. L. v. Amos hatte die Güte mir zum Vergleich eine Probe des basaltischen Melaphyrs vom gleichen Gange, aber etwas weiter nördlich gesammelt (auf der Höhe zwischen Dörnes und dem Freudenwald bei Ulmet) zur Verfügung zu stellen. Äusserlich dem Gestein von dem Punkte oberhalb Bohrlachweis sehr ähnlich, sieht der Melaphyr von der nördlicher gelegenen Stelle nur etwas unfrischer aus als jenes und ermangelt in seinen Einsprenglingen des Glasglanzes der zahlreichen Einsprenglinge. Diese sind meist weit unter 1 mm gross, von weisslicher Farbe und liegen in dichter grünstichig-schwarzer Grundmasse. Mikroskopisch zeigen beide Melaphyre ganz die gleiche Struktur, nur sind in dem von der Dörnes-Freudenwaldhöhe alle Einsprenglinge (Plagioklas, Pyroxen und Olivin) der Hauptsache nach in Karbonat umgewandelt. Nur ganz spärliche Anteile des Olivins sind serpentiniert.

Kontaktmetamorphische Erscheinungen.

I. Kontakt-Metasomatose im Bereiche der Porphyre.

A. Veränderte quarzreiche Schiefer und Sandsteine.

Recht instruktiv ist das Verhalten eines dichten, hell grünlichgrauen, dünnplattigen quarzreichen Tonschiefers, ganz dicht am Kontakt des Porphyrs von der Burg Wolfstein. Fest anhaftendes wie auch lockeres, mit Kaolin gemengtes Fe_2O_3 überzieht Klüftflächen, dringt von da aus als Pigment in das splitterig brechende Gestein ein und erfüllt feine Risse. Mikroskopisch zeigen die Quarzkörner wegen ihrer Kleinheit und wegen ihrer Einbettung in nachgiebiges Material keine Merkmale von Kataklyse. An den stärker veränderten Stellen äussert sich die Kontaktwirkung in einer lückenhaften Beschaffenheit des Gesteins, in einer Anhäufung durch Glimmerhäutchen getrennter Quarzkörner (der Glimmer ist oft unter Ausscheidung von Fe_2O_3 zersetzt), ferner in einer eigentümlichen Verdichtung (Konkretion) glimmerig-toniger Substanz. Eine derartige streifenförmige Stelle von äusserst dichter Beschaffenheit zeigt eine Art Fluidalstruktur, was auf eine Bewegung der breiig erweichten Masse hinweist. An vielen Stellen, besonders aber in den stärkst veränderten Partien, liegen im tonigen Bindemittel zahlreiche winzige Turmaline. Deren Körnchen und gar nicht selten scharf begrenzte Prismen (zum Teil mit Endflächen) sind sicher Neubildung; sie zeigen mitunter Fortwachsungen von sehr blasser Färbung, während die kompakteren Individuen $\perp c$ bräunlich bis blau erscheinen (Schliff 1 und 2).

Eine etwas weiter weg vom gleichen Kontakt (Neu-Wolfstein) gesammelte Probe, äusserlich einem sehr feinkörnigen Sandstein ähnlich, unregelmässig zerklüftet, lässt im übrigen fast das gleiche Verhalten erkennen, wie der eben beschriebene quarzreiche Schiefer. Während in diesem der Biotit unter Fe_2O_3 -Ausscheidung fast ganz verschwunden ist, kann man an der offenbar etwas weniger stark pneumatolytisch veränderten zweitgenannten Probe ganz deutlich erkennen, wie aus mechanisch stark beeinflusstem Biotit durch pneumatolytische Vorgänge farbloser Glimmer entsteht unter Ausscheidung von Eisenoxyd (Schliff 3).

Auch Titanit scheint in beiden Proben häufig aus zersetztem Fe- und Ti-reichem braunen Glimmer hervorgegangen zu sein. Neben ungemein viel Titanit findet sich recht reichlich Rutil, ferner viel Apatit. Magnetitkörnchen sind gewöhnlich von Brauneisen eingefasst. Der im Vergleich zur ersten Probe etwas stärker vertretene Quarz verhält sich ganz wie dort; grössere Körner zeigen Kataklase. Für pneumatolytische Kontaktwirkung sprechen zahlreiche Säulchen von neugebildetem Turmalin (\parallel c farblos, \perp c blau ins Bräunliche) in den tonigen Partien. Beide Proben sind Kontaktgesteine aus dem Dach des Porphyrs.¹⁾

Von einer zwischen zwei deckenartigen Porphyrmassen eingelagerten Partie von Potzbergsandstein (nächst der Burg Wolfstein) stammt eine Probe hellgrauen unregelmässig zerklüfteten Tongesteines, dessen Klufflächen mit Fe_2O_3 + Ton bedeckt sind. Fe_2O_3 zieht sich als Imprägnierung einige Millimeter tief in das Gestein hinein. Es handelt sich um eine aus vorwiegend glimmerig-tonigen Zersetzungsprodukten, ausserdem etwas Quarz, Erz, Titanit und Rutil bestehende Grenzzone des Potzbergsandsteines, die nach einer Seite hin in einen mit Brauneisenknötchen reichlich durchsetzten Mulm übergeht. Darin finden sich jaspisähnlich aussehende dunkelrote Butzen. Eine solche Konkretion lässt unter dem Mikroskop äusserst dichte, etwas Chlorit führende, quarzfreie, kaolinartige Substanz erkennen; durch Risse, welche von ebenen Klufflächen ausgehen, ist dieselbe in kristallähnlich begrenzte isometrische Partien zerteilt. Die Risse sind erfüllt mit teilweise zu Klümpchen geballten Fe_2O_3 -Krümeln. Recht häufig lässt sich die Abscheidung des Fe_2O_3 aus Biotitschüppchen unter Neubildung von farblosem Glimmer erkennen. Auch sonst ist die Tonsubstanz vielfach konkretionsartig gehäuft. Von diesen markanten Erscheinungen, die sich an ähnlichen Kontaktprodukten des Gebietes des öfteren wiederholen, unterscheiden sich die gewöhnlichen Verwitterungserscheinungen an dieser Probe und ähnlichen auf das deutlichste (Schliff 4).

Etwas weniger entscheidende, aber immerhin bemerkenswerte Anzeichen von Kontaktmetasomatose liefern zwei ziemlich grobkörnige Proben Potzbergsandstein vom Kontakt mit Wolfsteinporphyr und ein Quarzkonglomerat aus dem Kontakt mit der Porphyrapophyse von Wolfstein. Im Schliffe erscheinen bei

¹⁾ Schliffe 3, 4, 5 und 6 stammen von Proben aus dem NO.-Ende des grossen Königsberg-Porphyrmassivs im unmittelbaren Umkreise der neuen Burg Wolfstein. Dasselbst umgeben nach Dr. BURCKHARDT die Potzbergschichten den porphyrischen Kern des Berges mantelförmig. Der Porphyr westlich der neuen Burg Wolfstein ruht auf dem Potzbergsandstein auf und hat denselben im Kontakt verändert. Es liegt nach Dr. BURCKHARDT eine vom Dache der Quarzporphyrmasse ausgehende lagerartige Apophyse vor, welche in die Potzbergschichten zungenartig vorspringt. Vgl. Textfigur 1 und 6.

diesen Sandsteinen wie eingepresst rundliche oder längliche scharf abgegrenzte Quarzaggregate von sehr feinkörnig mikrogranitischer, mitunter subkristallinischer Beschaffenheit, welche unzählige winzige Erzpartikel und Sericitschüppchen enthalten und bisweilen Fluidalstruktur zeigen (Schliff 5 und 6).

Ein solches Aggregat (länglichrund, grösster Durchmesser 3 mm) ist von einer verzweigten, erzfreien Quarzinfiltation durchzogen und besteht aus 0,1–0,2 mm grossen ineinander verzahnten, zum Teil bipyramidalen Quarzindividuen, welche ungemein viele winzige Körnchen und Skelette von stark metallglänzendem, stahlgrauem, opakem Erz zwischen sich einschliessen, nicht unähnlich dem Erz in der Grundmasse von Basalten. Bisweilen zeigt der Quarz in solchen Aggregaten Felderteilung.

Oft erscheint das quarzige Bindemittel wie umkristallisiert und mit Sericit durchsetzt. Es finden sich darin viele Quarzpyramiden. In ihrer Berührung sind die Quarzkörner des Sandsteines in kleine Stückchen zersprungen. Auch glimmerig-toniges Bindemittel ist reichlich vorhanden. Die gröberen Quarzkörner (mit vielen reihenweise geordneten Poren) zeigen durchweg stärkste Kataklyse (undulöse Auslöschung, || Zerfaserung), weniger stark sind kleinere Quarzkörner verändert. — Längs feiner Risse und in kleinen Hohlräumen ist spärlich krümeliges Fe_2O_3 aus Glimmer abgeschieden. Makroskopisch tritt die Ablagerung von Fe_2O_3 auf allen Klufflächen deutlicher in Erscheinung.

Ziemlich frischen Ti-Magnetit und seine Zersetzungsprodukte Titanit und Rutil trifft man sehr reichlich im quarzigen und tonigen Bindemittel, Turmalin aber nur in sehr geringfügigen Spuren. Frische Glimmerblättchen im Bindemittel machen den Eindruck von Neubildung.

Das vorhin erwähnte Quarzkonglomerat („Pötzbergschichten wahrscheinlich kontaktmetamorph, Porphyrapophyse Wolfstein“) gibt nur wenige verlässige Belege für Kontaktwirkung, vielleicht wegen der grobkörnigen Beschaffenheit. Ausserlich erscheint nur sehr spärlich Ablagerung von Fe_2O_3 und kaolinähnlicher Substanz. Der Grösse der Quarzkörner entsprechend zeigen dieselben höchst markante Erscheinungen von Kataklyse (Mörtelstruktur, Zerdrückung in || Stengelchen etc.). Dichte Quarzaggregate verhalten sich ähnlich wie in den eben beschriebenen Sandsteinen. Sie gehen öfters in äusserst dichte tonige Aggregate über und enthalten dann ausserordentlich viel Titanit, neugebildeten Sericit (annähernd einachsige), mitunter noch frischen Biotit, auch Apatit, Rutil und vielleicht Zirkon. Wo Glimmer in irgend bemerkenswerter Weise auftritt, zeigt er Zersetzung unter Ausscheidung von Fe_2O_3 und Titanmineralien. Im quarzigen Bindemittel findet sich Turmalin (wahrscheinlich Schörlfragmente); im tonigen Bindemittel sind Spuren von Turmalinneubildung wahrnehmbar (Schliff 6).

Ein ausgezeichnetes Beispiel für Kontaktmetamorphose an Pötzbergschichten im Porphyrbereich bildet ein hellgraues grobkörniges Quarzkonglomerat mit hellrötlichem, quarzigem und tonigem, bisweilen kaolinartigem Bindemittel vom Kontakt mit der Wolfsteinapophyse. Rötliche Tonsubstanz bildet Überzüge auf Klufflächen und findet sich in den Zwischenräumen zwischen den Quarzkörnern. Fe_2O_3 , zum Teil unzweifelhaft aus Glimmer abgeschieden, bildet mit kaolinartiger Substanz vergesellschaftet — ganz wie in entschieden kontaktmetamorphen Schieferen — nesterartige Einlagerungen in umfangreichen Partien des tonigen Bindemittels und erfüllt Risse in Form von Krümeln. Die Quarzkörner sind allgemein, zum Teil intensiv kataklastisch. Feinkörnige Quarzaggregate, offenbar Neubildung, mit russartig zerteiltem Erz in ähnlicher Weise imprägniert wie die felsitische Masse von Porphyren, bilden im Schliff Buchten und schliessen bisweilen Quarzkörner ohne Kataklyse ein, die wohl auch als Neubildung aufzufassen sind. Von solchen Aggregaten untereinander verzahnter Quarzkörner klemmen sich Abzweigungen zwischen die Quarzsandkörner ein. Einzelne erzfreie Quarzaggregate sind deutlich durch Zermalmung gröberer Sand-

körner entstanden. Im quarzreichen und verhältnismässig glimmerarmen Bindemittel finden sich neben ungemein viel Titanit vereinzelt Rutilkörner. Granat und Zirkon trifft man ab und zu. Als spärliche Neubildung enthält das tonige Bindemittel blass bräunlichen und bläulichen Turmalin.

Von gleicher Lokalität stammen zwei Proben mittelkörnigen Sandsteins („kontakt-metamorphe Potzberg-schichten“), die äusserlich fast nur durch eine gewisse Bleichung des Gesteins und eine damit wohl zusammenhängende Häufung von Fe_2O_3 + Ton auf kleinen Klüftflächen auffallen. Die Merkmale pneumatolytischer Kontaktwirkung sind im wesentlichen die gleichen, wie bei dem eben beschriebenen Sandstein, nur ist, der geringeren Korngrösse entsprechend, die Kataklyse der Quarzkörner im allgemeinen etwas schwächer; grössere Glimmerblättchen des weichen Bindemittels zeigen aber starke mechanische Beeinflussung. Um Quarzneubildungen schmiegen sich Sericitschüppchen, die oft wie ein dichter Filz jene Aggregate einbetten. In unmittelbarer Berührung mit solchen Quarzaggregaten erscheinen grössere Sandsteinkörner in kleinste Teile zersprungen. Die Ausscheidung von Fe_2O_3 , das Lücken und Risse erfüllt und sich mitunter zu winzigen Knötchen häuft, sowie von schwärzlichem Erzstaub, beide aus Glimmer, ist oft sehr deutlich erkennbar.

Neubildung von Turmalin ($\perp c$ im Kern meist bräunlich, mit indigo-blauen Flecken gegen die Peripherie zu, $\parallel c$ höchstens lichtbräunlich, Ch_1 —, Ch_m —) ist besonders in stärker veränderten Stellen des tonigen Bindemittels mehrfach wahrzunehmen. Er bildet unregelmässig begrenzte, stengelig zerteilte Körner mit Quergliederung der Prismen; von solchen Körnern gehen blass gefärbte Fortwachsungen nach allen Seiten weg; auch tritt der Turmalin in Form einzelner scharf begrenzter kurzer Stengel auf.

Unfrische Magnetitkörnchen finden sich häufig; Titanit als Neubildung trifft man massenhaft, daneben auch auffallend viele kleine Rutilindividuen (Schliffe 7, 8, 9).

Sandsteine von Wolfstein etc. ohne Beziehungen zu Eruptivgesteinen.

Auf die petrographische Untersuchung zweier Sandsteinproben aus Hahnebergs Steinbruch bei Wolfstein (in grösserem Abstand vom Kontakt) wurde des Vergleichs wegen besonderes Gewicht gelegt; und in der Tat haben die Ergebnisse eine wesentliche Stütze für die Annahme geliefert, dass die Gesteine am nahegelegenen Porphyrkontakt unzweifelhaft Veränderungen erlitten haben, welche beim Vergleich mit dem durch Porphyr nicht beeinflussten Sandstein sehr auffallen und wohl mit aller Bestimmtheit als Metasomatose im Kontaktbereich des Wolfsteinporphyrs aufzufassen sind.

Die eine mittelkörnige Probe erscheint makroskopisch gleichförmiger als die kontaktmetamorphen Sandsteine. Ihr Bindemittel sieht durchweg nicht so kaolinartig aus wie bei diesen, enthält viel hellen Glimmer und ist vorwiegend von gelblichbrauner Farbe. Mikroskopisch erscheint es glimmertonig mit einzelnen grösseren Glimmerblättern, ziemlich reichlich mit Quarzkörnchen durchmengt und stark limonithaltig. Die Kataklyse des Quarzes ist nicht allgemein und wenig intensiv; dabei kommt freilich die ziemlich geringe Korngrösse in Betracht. Der Hauptunterschied gegenüber den kontaktmetamorphen Sandsteinen liegt im Bindemittel. Dasselbe ist viel stärker pigmentiert als bei jenen und zwar der Hauptsache nach anscheinend durch Zersetzungsprodukte des Glimmers: Chlorit, Limonit, schwärzliche Erzpartikel von staubförmiger Beschaffenheit. In den kontaktmetamorphen Sandsteinen tritt Chlorit auch nicht annähernd in der Reichlichkeit und vollkommenen Ausbildung auf, wie in den vorliegenden Sandsteinen. Limonit ist in den frischeren kontaktmetamorphen Sandsteinproben überhaupt nicht häufig und meist deutlich aus Fe_2O_3 hervorgegangen. Es fehlen in den Sandsteinen von Hahnebergs Steinbruch ausgedehntere Umkristallisierungsprodukte (Quarzaggregate mit Sericit und Erzkrümeln), wogegen die bei der Verfestigung dieser Sandsteine entstandenen kleinen Quarzaggregate, mit Verzahnung der Körner, nicht vermisst werden.

Braune Turmalinkörner (Schörl) finden sich hie und da. Ihr Habitus ist aber ein wesentlich anderer als derjenige der Turmalin-neubildungen in Kontaktgesteinen, namentlich werden

Einige zum Vergleich herangezogene, durch Herrn Oberberggrat Prof. Dr. L. v. AMMON gütigst zur Verfügung gestellte unterfränkische Sandsteine aus dem Weissliegenden und Buntsandstein der Mellrichstadter Bohrung¹⁾ zeigen keine allgemeine Kataklyse des Quarzes; einzelne grössere Körner sind in feinkörnige Aggregate verzahnter Individuen umgewandelt. Es findet sich in diesen Sandsteinen mässig viel Orthoklas und Plagioklas in ziemlicher Frische. Grosses Interesse beansprucht der durch L. v. AMMON entdeckte Gehalt an Anhydrit. Als Bindemittel ist ausserdem meist Karbonat und nur wenig farbloser einachsiger Glimmer zu treffen.

Bei einem kaukasischen sehr feinkörnigen Sandstein vom Gipfelkamm des Addalschuogchölmöör²⁾ mit glimmerig-tonigem Bindemittel finden sich ganz gleichmässig verteilt Klümpchen von Brauneisen, die sich auch in die kleinsten Lücken zwischen Quarzkörnern und Bindemittel hineinziehen. Der Habitus dieser Limonitausscheidungen ist grundverschieden von dem Verhalten des Fe_2O_3 in den Kontaktgesteinen. Im übrigen sind auch im Addalandsandstein einzelne Quarzkörner zu ganz feinen Fragmenten zerdrückt, die unter gegenseitigem fingerförmigen Ineinanderreifen in Zusammenhang geblieben sind. Die Kataklyse der Quarzkörner ist nicht allgemein.

Ein sehr feinkörniger jurassischer Sandstein,³⁾ gesammelt von G. MERZBACHER im südöstlichen Kaukasus zwischen Tindi, Aknada und Kwarschi, zeigt in den meisten wesentlichen Punkten Übereinstimmung mit dem Addalandsandstein (tonig-glimmeriges Bindemittel, sehr reichliche Einlagerung von feinzerteiltem Limonit, Vorkommen vieler frischer Plagioklaskörnchen; Kataklyse der Quarzkörner nicht allgemein). — Auch von den beiden letztgenannten Sandsteinen wurden mir durch Herrn Oberberggrat Prof. Dr. L. v. AMMON Schiffe gütigst zur Verfügung gestellt.

In keiner dieser Kontrollproben fanden sich die im vorausgehenden Abschnitt mehrfach bezeichneten Merkmale vereinigt, welche in ihrer Gesamtheit die Überzeugung erwecken müssen, die quarzreichen Schiefer, Sandsteine und Konglomerate unmittelbar am Kontakt mit dem Porphyr von Wolfstein seien auch im Dache des Eruptivgesteins durch mechanische und thermische, insbesondere aber pneumatolytische Einwirkungen so unverkennbar modifiziert worden, dass daraus die intrusive Natur der Porphyrapophysen bezw. -Lager an dieser Lokalität sich ohne weiteres ergibt.

B. Im Porphyrkontakt veränderte Tonschiefer.

Elzweiler⁴⁾ (verändertes Sediment am Kontakt; unter dem Eruptivgestein): In kleinen Nestern eingesprengt, längs Rissen des unregelmässig zerklüfteten, dichten, hellgrauen Gesteins, auf Flächen als dünner festhaftender Überzug, findet sich rotes Eisenoxyd, zum Teil mit Ton vermengt, stellenweise zu Limonit verwittert.

Das Fe_2O_3 sieht weniger wie ein Eindringling aus, vielmehr wie eine an Ort und Stelle entstandene Substanz, und zwar komme ich nach allen Wahrnehmungen zu dem Schluss, das krümelige, oft auffällig konzentrierte Eisenoxyd der Kontaktgesteine unseres Gebietes sei allermeist ein aus eisenreichen glimmerigen Bestandteilen des „Tones“ durch überhitztes Wasser hervorgegangenes Spaltungsprodukt. An stärker veränderten Stellen sind in dem Schiefer mikroskopische, mit Sericit eingefasste Quarzneubildungen angehäuft (Schliff 10).

Von etwas unsicherer Lokalität (südöstlich von Rothebühl bei Ruthsweiler) stammt ein dünnplattiger Schiefer der unteren Cuseler Zone, der in der ausgeprägtesten Weise Kontakt-

¹⁾ L. v. AMMON: Über eine Tiefbohrung durch den Buntsandstein und die Zechsteinschichten bei Mellrichstadt, geogn. Jahresh. 13. S. 165, 183.

²⁾ L. v. AMMON in G. MERZBACHERS: Aus den Hochregionen des Kaukasus. Bd. II, Leipzig, 1901 S. 767.

³⁾ l. c. S. 768.

⁴⁾ Vgl. Textfigur 7 (isolierte Porphyrmass im Kontakt mit Potzbergsschichten).

metasomatose erlitten hat. Mit braunroten Überzügen bedeckte Klufflächen sind wie durch Variolen aneben gemacht. Innerhalb dunkelroter Einlagerungen finden sich dichte Konkretionen von hellgrauer Farbe und kristallähnlich isometrischer Begrenzung (ca. 1 mm Durchmesser). Mikroskopisch zeigt sich der sehr dichte quarzfreie Schiefer grösstenteils mit braunrotem Fe_2O_3 imprägniert; nur polyedrische, scharf begrenzte, aus winzigsten Glimmerschüppchen bestehende Partien, zum Teil zu Gruppen vereinigt, erscheinen frei von Fe_2O_3 , sind aber von äusserst dichten Fe_2O_3 -Anhäufungen eingefasst. Es handelt sich wohl um Konkretionen feinsten tonigen Zerreibsels (vielleicht von kaolinartiger Beschaffenheit), aus dem durch hydrolytische Prozesse das Fe_2O_3 ausgeschieden worden ist. Die weniger veränderten Stellen sind quarzfreie glimmerig-tonige Substanz (anscheinend ohne Biotit) und sind nesterweise von Hohlräumen aus und an den wohl durch Zerklüftung entstandenen Peripherien der polyedrischen Gebilde in rasch zunehmendem Masse mit Fe_2O_3 erfüllt unter Abnahme der relativ grösseren farblosen Glimmerschüppchen.

Bei der winzigen Grösse der letzteren ist es schwer, direkt Übergänge von braunem, eisenreichem Glimmer in farblosen Sericit unter Fe_2O_3 -Ausscheidung zu beobachten.

II. Metasomatose im Kontakt mit Cuseliten.

Ein verändertes Sediment (Tonschiefer) von Jettenbach¹⁾ (seitlich von einer stockartigen Eruptivmasse) liefert ein vorzügliches Beispiel für kontaktmetamorphische Erscheinungen. Makroskopisch fällt an dem dünnplattig absondernden Schiefer nichts als die vollkommen gleichmässige Imprägnierung mit matt braunrotem Eisenoxyd auf. Das Gestein zeigt dabei einen Stich ins Violette. Das auch unter dem Mikroskop äusserst dichte, quarzarme Gestein ist längs ebenflächiger Klüfte und von diesen aus mit Fe_2O_3 -Krümeln reichlichst erfüllt. Auch die weniger veränderten Stellen enthalten noch viel davon. Die polyedrischen Konkretionen feinsten toniger Substanz (ähnlich denen vom Rotebühlgestein) haben hier bis 10 mm Durchmesser. Die Anhäufung von Fe_2O_3 führt bis zum gänzlichen Verschwinden des Glimmers.

Ein feinkörniges, quarzreiches Sedimentgestein von Jettenbach, dessen Klufflächen rote Überzüge haben, erscheint makroskopisch grau, mit vielen dunkelroten Körnchen gleichmässig durchsetzt, ebenso mit hellen Glimmerschüppchen. Mikroskopisch überwiegen Quarzkörnchen die glimmerig-tonige Substanz, die reich ist an unfrischen Titanmagnetitkörnchen (weisslicher Reflex). Sehr viel krümeliges Fe_2O_3 ist stets von Sericitschüppchen begleitet. Titanit ist sehr verbreitet.

In einem ziemlich groben Konglomerat von Jettenbach sind die Quarzkörner stellenweise bis mehrere Zentimeter gross, die Feldspäte sind kaolinisiert, Gemenge von Ton (Kaolin) und Fe_2O_3 erfüllen alle Risse und Kavernen. Das Bindemittel zeigt sich unter dem Mikroskop als vorwiegend quarzig. Die Kataklase der Quarzkörner ist allgemein höchst markant.

Eisenoxyd findet sich im Schliff sehr spärlich, nur längs feinsten Risse und in kleinen Nestern. Es zeigt ganz und gar das Verhalten der Fe_2O_3 -Neubildungen in Kontaktgesteinen und ist unzweifelhaft aus hellfarbigem, also eisenarmem Glimmer hervorgegangen, daher wohl auch seine geringe Menge. Biotit fehlt gänzlich, dagegen findet sich viel stark mechanisch veränderter Muscovit (Schliffe 11, 11a und 12).

Vom Cuselitkontakt am Remigiusberg²⁾ liegt eine im Dache des Eruptivgesteins geschlagene Sandsteinprobe mit sehr mannigfaltigen kontaktmetamorphischen Erscheinungen vor. Der grobe, nicht zerklüftete Sandstein erweckt den Eindruck, als sei er durch Frittung verfestigt. Im Bindemittel sind makroskopisch viele Glimmerschüppchen erkennbar. Mit blossem Auge erkennt man zwischen den graulichen Quarzkörnern viele Feldspatkörner, selten frisch,

¹⁾ Am Südfusse des Pötschberg-Cuselitmassivs (Breitenbacherschichten).

²⁾ Vgl. S. 30 in Dr. BURCKHARDTS Arbeit.

meist trüb und gerötet. An einer Stelle dringt in das Handstück eine ganz zersetzte Masse injizierten Materials von porphyrischer Struktur ein, in deren Umgebung sich noch einige kleinere Partien anscheinend eingepresster Substanz finden (Schliff 13).

Unter dem Mikroskop zeigen besonders die Quarz- und Orthoklas-, weniger allgemein die Plagioklaskörner meist höchst intensive Kataklyse. Das Eindringen verändernder Agentien (vor allem wohl Wasserdampf) in Risse u. dergl. lässt sich im Schliff sehr deutlich verfolgen an der Zersetzung von Feldspäten und Biotit unter Abscheidung von Fe_2O_3 und glimmerigen Aggregaten und der Anhäufung von Fe_2O_3 in allen Lücken, ferner an der Umkristallisation von Quarz, der alsdann von Sericithäutchen umgeben, manchmal bipyramidal ausgebildet ist. Im Schliff finden sich viele teilweise erzführende und bisweilen fluidalstruierte Quarzaggregate mit Verzahnung der Körnchen.

Das Bindemittel ist weit vorwiegend quarzig mit verhältnismässig wenig Glimmer (teils farblos; grossenteils in Chlorit übergehender Biotit). Hie und da finden sich tonige Partien mit winzigen Hämatitkriställchen, letztere manchmal in zierliche büschelförmige Limonitaggregate umgewandelt. Plagioklaskriställchen im Bindemittel sind oft mit Fe_2O_3 eingesäimt. — Ein kleiner Teil des Fe_2O_3 rührt augenscheinlich von Titanmagnetitfragmenten her.

In einer äusserlich mergelähnlichen Probe quarzreichen Tonschiefers aus dem Dache des Cuselites vom Remigiusberg, einem hellgrauen, zerklüfteten Gestein, mit glitzernden Glimmerschüppchen in dichter Masse, erscheinen einzelne dunkel rotbraune Nester oder Butzen, deren Inhalt sich mikroskopisch vom unveränderten feldspatreichen Gestein durch lückenhafte Beschaffenheit, durch Zurücktreten des Glimmers und durch Anhäufung von Roteisenkrümeln unterscheidet. Die Veränderung des Schiefers im Kontakt mit Cuselit besteht — soweit erkennbar — ausschliesslich darin, dass in kleinen rundlichen, scharf abgegrenzten Nestern oder Butzen (wohl durch überhitzten Dampf) der Glimmer und die in beginnender Zersetzung begriffenen Feldspäte eine weitere Zersetzung erfahren haben unter Ausscheidung von Fe_2O_3 , vergleichbar der Erzausscheidung bei der Chloritisierung von Biotit und bei der Serpentinisierung von Olivin und Orthopyroxen. Die im übrigen unveränderten Quarzkörner finden sich innerhalb solcher Butzen mit Hämatitkrümeln eingefasst (Schliff 14).

Weniger prägnante kontaktmetasomatische Merkmale konnten an einem Sedimentgestein aus dem Dach des Cuselites von Hirschfeld wahrgenommen werden. Doch ergab eine eingehende Prüfung, dass es sich bestimmt nicht um einen Tuff handelt. Die Veränderung des dünnplattigen, sehr einförmig zusammengesetzten tonig-glimmerigen Schiefers besteht, soweit am Schliff erkennbar, in einer Oxydation und Hydratisierung des Ti-Magnetits zu Limonit, unter Neubildung von Titanit, und in einer Bräunung des Glimmers. Die Gestalt und Lagerung der meisten schwarzen Erzleistchen gleicht im allgemeinen derjenigen von sicher aus Biotit hervorgegangenen Pigment-(Erz-)leistchen in dem unzweifelhaft kontaktmetamorphen Gestein vom Balmochkopf,¹⁾ wenn auch genetische Beziehungen zwischen Erz und Biotit nicht so deutlich wie in jenem Gestein erkennbar sind [Schliff 15].²⁾

Ein dunkel bräunlichgrauer, dichter Schiefer von der Basis des Cuselites, Schneidchen [oberer Bruch]³⁾ mit dunkelgrünen, linsenähnlichen Butzen (z. B. 1 cm lang, 3—4 mm dick) zeigt sehr instruktive Merkmale von pneumatolytischer Kontaktmetasomatose. Schon im Lupenbild des Schliffes fallen schmal

¹⁾ Vgl. S. 89.

²⁾ Vgl. Textfigur 13 S. 31.

³⁾ Vgl. Textfigur 14 S. 32.

zungenförmige, hellfarbige Einbuchtungen in das weniger veränderte Schiefermaterial auf. Es sind Aggregate von neugebildetem bzw. umkristallisiertem Quarz mit Sericit (zum Teil biotitartig), Calcit, Turmalin, Titanit, Rutil.

Für die Natur dieser bucht- oder zungenförmigen Aggregate als Neubildung spricht vor allem die eigentümliche Paragenesis, die Art der Verwachsung der Quarzkörner, die Zwischenlagerung von Sericithäutchen, sowie das Verhalten des Karbonates, welches Lücken im Bereiche der Quarzbuchten erfüllt. Das verhältnismässig reichliche Auftreten winziger Turmalinprismen darf als ein überzeugender Beweis für pneumatolytische Vorgänge bei der Entstehung dieser Neubildungen angesehen werden (Schliffe 16 und 17).

Die kontaktmetamorphischen Erscheinungen an einer Linse von Sediment¹⁾ im Cuselit vom Schneidchen (oberer Bruch) beschränken sich auf das Vorkommen hellfarbiger, sehr dichter Butzen (Konkretionen kaolinartiger Substanz mit reichlichen Erzpartikeln, Rutil und Titanit) innerhalb stärker pigmentierter Partien, welche letztere, abgesehen von der Färbung, nur unwesentlich von dem übrigen Teil der sehr dichten, quarzreichen Tonschiefersubstanz sich unterscheiden. Bei Anwendung stärkster Vergrösserung gelingt es, in den veränderten Partien ziemlich viele winzige Turmalinsäulchen und -Körner wahrzunehmen (Schliff 18 und 19).

Zwei Proben, beide vom Dach des Cuselites, und zwar die eine vom Schneidchen, die andere vom Balmochkopf, erwiesen sich als besonders wertvoll für die Beurteilung der kontaktmetamorphischen Sedimentgesteine des Gebietes, weil an beiden das Eruptiv- und das Sedimentgestein nicht bloss zusammenhängen, sondern durch kleine Apophysen des ersteren innig verbunden erscheinen. Beide Kontaktproben sind einander schon äusserlich sehr ähnlich.

An dem Handstück vom Schneidchen (Mühle) grenzt sich das recht zeretzte grünlichgraue²⁾ Eruptivgestein (mit weissen Einsprenglingen) vollkommen scharf gegen ein dichtes schwärzliches Sediment ab; in vereinzelt, scharf zackigen Buchten dringt der Cuselit in letzteres ein, auch umschliesst er Fragmente des schwarzen Schiefers, der nichts enthält, was einigermaßen wie Lapilli aussähe. Wenn auch nach meinem Dafürhalten dieses makroskopische Verhalten die Möglichkeit ausschliesst, dass das schwarze Deckgestein etwa ein Tuff sei, so wurde doch vorsichtshalber bei der mikroskopischen Prüfung mit aller Sorgfalt auf diese Eventualität Bedacht genommen.³⁾ Um so sicherer kann nunmehr ausgesprochen werden, dass die schwarzen Schiefer vom Schneidchen und Balmochkopf keine Tuffe sind. Es fehlt vor allem die Aschenstruktur. Ersteres Gestein zeigt unter dem Mikroskop unzweifelhafte Merkmale der Kontaktmetasomatose: Zerdrückung des glimmerig-tonigen Sediments zu einer Art Reibungsbreccie, bestehend aus chemisch wenig veränderten rundlichen oder kantigen Stückchen; Anhäufung und wohl auch Neubildung von Quarz längs eigentümlicher Faltungslinien oder in zellig aussehenden Gebilden stark veränderter Teile des Schiefers, wobei Sericithäutchen die oft hexagonal begrenzten Quarzkörner umfassen; schliesslich scheint eine genetische Beziehung zwischen

¹⁾ Vgl. S. 32.

²⁾ Vgl. S. 70, Fussnote 1).

³⁾ H. ROSENTHAL, mikrosk. Physiogr. d. mass. Gest., 3. Aufl. S. 725, 728, 917, 966, 1076, 1185; ferner W. BERG, Über einige sächsische Gesteine aus dem K. mineralog.-geolog. Museum etc. Dresden 1902, S. 36.

dem dunklen Eisenoxydpigment des Kontaktprodukts mit dem Glimmer des unveränderten Schiefers zu bestehen (Schliffe 20 und 21, Textfigur 16).

Im Schliff zeigt der Schiefer unmittelbar am Kontakt kleine konkav-bogenförmig begrenzte, mit grünlicher Substanz erfüllte Räume, deren Inhalt aus Plagioklasstengelchen, Titanit und Fe_2O_3 besteht. Es handelt sich zweifellos um Schnitte durch kleine Apophysen des Cuselites. Bei der Bildung der eben beschriebenen Quarzaggregate in den stärksten veränderten Teilen des Schiefers unmittelbar am Kontakt mögen ausser der umkristallisierenden Wirkung überhitzten Wassers auch Schlammprozesse an der breiig erweichten Schiefergrenze mitgewirkt haben. — Ähnliche pflanzenzellähnliche Strukturen wie in den Quarzaggregaten des vorliegenden Gesteins kommen auch an analogen Stellen des Schiefers aus der Basis des Cuselites vom Schneidchen (oberer Bruch) vor, dessen kontaktmetamorphisches Sediment auch sonst viel Ähnliches aufweist wie das Gestein von der Mühle bei der Lokalität Schneidchen.

Das schon erwähnte Kontaktstück vom Balmochkopf¹⁾ aus dem Dach des Cuselites zeigt einen sehr quarzreichen, matt schwärzlichen Schiefer im innigsten Verband mit dem Eruptivgestein. In dem dichten, unregelmässig absondernden Schiefer treten nur stellenweise helle, stark glänzende Glimmerschüppchen hervor. Der Schiefer, dessen Schichtung annähernd || ist zur Grenzfläche, hebt sich scharf ab gegen den Cuselit. Letzterer hat eine völlig dichte, hell graugrüne²⁾ Grundmasse, in welcher zahlreiche schmutzigweisse Feldspateinsprenglinge (bis mehrere Millimeter Durchmesser) liegen. Der Cuselit schliesst kleine Fragmente klastischen Gesteins ein und zeigt schon makroskopisch endomorphe Kontakterscheinungen. Dazu rechne ich die schon bei anderen Cuseliten (unmittelbar vom Kontakt) erwähnte grünliche Färbung, welche weiter weg vom Kontakt rasch abnimmt, die zermürbte Beschaffenheit der Grundmasse, die weitgehende Kaolinisierung und lückenhafte Beschaffenheit der Feldspäte und der zunehmend porphyrische Charakter des Cuselites; ausserdem ist das Eruptivgestein unmittelbar am Kontakt reichlich durchsetzt mit ganz feinen, dendritenähnlichen Einlagerungen von Fe_2O_3 . Noch mehrere Zentimeter weit weg von der Grenzfläche ist das ziemlich dichte Schiefergestein durch unregelmässige Risse zerklüftet, auf denen sich braunrotes Fe_2O_3 abgeschieden hat (Schliffe 22, 22a).

An einem zweiten Pröbchen von der gleichen Stelle greifen kleine Apophysen des Eruptivgesteins in den schwarzen Schiefer über und sehen auf Bruchflächen mitunter wie losgetrennte Einschlüsse im Schiefer aus. An einer Stelle ist nämlich die sonst ziemlich glatt verlaufende Grenzlinie zwischen Sediment und Eruptivgestein äusserst reichlich gezackt, was wohl nur die Auffassung zulässt, dass das leicht bewegliche Cuselitmagma in zahllose kleine Risse des Sediments eingedrungen ist.

Aus dem mikroskopischen Befund sollen hier nur die wesentlichsten Punkte Erwähnung finden. Dieselben lassen keinen Zweifel zu, dass der Cuselit vom Balmochkopf intrusiv ist. Es zeigen sich zahlreiche exomorphe und endomorphe Kontaktphänomene.

A. Exomorphe Kontakterscheinungen. Der veränderte Schiefer fällt auf durch seine sehr dunkle Pigmentierung. Es ist ein für einen Schiefer mässig feinkörniges Aggregat von meist undulös auslöschenden, nicht selten stärker kataklastischen, eckigen Quarzkörnchen mit zwischengelagerten, annähernd gleichgerichteten braunen und farblosen Glimmerschüppchen; das Sedimentgestein kommt also einem recht feinkörnigen geschiefertten, glimmerreichen Sandstein

¹⁾ Vgl. S. 33, Textfigur 17.

²⁾ Vgl. S. 70, Fussnote ¹⁾.

ziemlich nahe. In den stärker veränderten Teilen sind die Glimmerschuppen fast ganz ersetzt durch ein im allgemeinen opakes und schwarzes, an dünnsten Stellen hier und da hellrotes Erzpigment, dessen pneumatolytische Entstehung aus Fe-haltigem Glimmer sehr wahrscheinlich ist.

In verhältnismässig wenig veränderten Partien findet sich noch ziemlich viel Biotit, der aber schon durch Pigmentausscheidung getrübt ist; näher am Kontakt trifft man viel farblosen Glimmer (wohl nicht Muscovit, sondern sericitartige Neubildung, aus Biotit hervorgegangen), dagegen fast gar keinen Biotit mehr. Die Pigmentleistchen zwischen den Quarzkörnern, zunächst dem Kontakt, haben etwa die Gestalt von Querschnitten des ursprünglichen Biotites, der ja wohl in erster Linie, wenn nicht ausschliesslich, das dunkle Eisenoxydpigment ausgeschieden hat und dabei in eisenärmeren Glimmer übergegangen ist. Geringfügige Mengen krümeligen und staubförmigen Eisenoxydes mögen auch aus Titanmagnetit hervorgegangen sein.

An einer Stelle der Grenzfläche hat das eruptive Magma eine Glimmerlamelle des Schiefers aufgeblättert, so dass sie in das Erstarrungsprodukt hineinragt. Der Glimmer hat dabei hellrotes Fe_2O_3 reichlich ausgeschieden.

Untergeordnet zeigt der Schliff einige Einschlüsse im Schiefer; dieselben stammen unverkennbar vom Eruptivgestein und sind wohl als Schnitte durch kleine Cuselitapophysen aufzufassen. Erscheinungen, die an die „Reibungsbreccie“ des Kontaktgesteins von der Mühle am Schneidchen erinnern, finden sich im Balmochkopfgestein nur spurenweise.

B. Mikroskopische Kontakterscheinungen am und im Eruptivgestein. Der Cuselit hat im Kontakt mit dem Fe-reichen Schiefer eine im Schliff 0,06 mm dicke, durch Limonit pigmentierte Grenzschiebt erhalten, die von Rissen || der Grenzfläche durchzogen ist. Von da aus ist feinzerteiltes, hellrotes Fe_2O_3 in kleine Höhlungen und auch in rissige Kristalle eingedrungen, die der Kontaktfläche zu allernächst liegen. Kristalle des Eruptivgesteins liegen am Kontakt teils \perp , teils \parallel zur Grenzfläche, längs deren sich auffällig viele sekundäre Titanitkriställchen und Spuren von Turmalin, beides im Eruptivgestein, finden.

In einem sehr feinkörnigen, grauen Sedimentgestein aus dem Dach des Cuselites von Ulmet¹⁾ zeigt sich makroskopisch dunkel braunrotes Eisenoxyd in Form oft dicht zusammengehäufte Butzen von 1 bis mehrere Millimeter Durchmesser, ferner als festhaftender Überzug auf Kluffflächen; einzelne Partien des Gesteins sind mit feinzerteiltem Fe_2O_3 gleichmässig imprägniert, das durch Verwitterung (Hydratisierung) in Limonit übergeht. Von mikroskopischen kontaktmetamorphen Erscheinungen sind erwähnenswert: Neubildung von Quarz (vielleicht auch Opal) und Sericit an stärkst veränderten Stellen; massenhafte Anhäufung von krümeligem Fe_2O_3 in allen Rissen und Hohlräumen, von welchen aus dasselbe auch in die Umgebung eindringt; dadurch entstehen mitunter zellige Gebilde mit Fe_2O_3 -Einfassung (Schliff 23, Textfigur 18).

Von der gleichen Lokalität (Ulmet) stammt ein im Dach des Cuselites gesammeltes Handstück eines sehr dichten, schwarzen Tonschiefers, das auf einer Seite durch ungemein viele mit erdigem Limonit erfüllte Risse zerklüftet wird. Der Limonit ist anscheinend Verwitterungsprodukt tonigen Roteisens, welches an frischeren Stellen noch zu finden ist. Das quarzreiche tonig-glimmerige Gestein zeigt sich unter dem Mikroskop derart zerdrückt, dass Risse nach allen Richtungen verlaufen, etwa so, wie wenn man eine annähernd lufttrockene Lehmplatte dem

¹⁾ Am Rummelsbusch ob Ulmet. Vgl. S. 70 (Kontaktstück von Cuselit mit Schiefer).

Druck eines stumpfen Pistills aussetzen würde. In alle Risse und Hohlräume ist mit Fe_2O_3 durchsetztes Karbonat infiltriert. Wahrscheinlich sind diese Roteisenkrümel der Hauptsache nach aus eisenreichem Glimmer abgeschieden worden (Schliff 24).

Sandsteinproben, gesammelt dicht neben dem Cuselitkontakt am Weg von Hubhöhe nach Rothheck, sind recht feinkörnig; der scharfkantige, etwas splitterige Bruch erweckt den Eindruck, als sei das Bindemittel gefrittet. Von Rissen und Klüften aus hat sich Roteisen eingelagert, das durch Verwitterung teilweise in Limonit übergegangen ist. Auf manchen Klüftflächen findet sich ein Belag aus sehr kleinen Glimmerschüppchen, auf anderen trifft man karbonathaltigen tonigen Limonit. Die Kataklase der durchschnittlich nur 0,2 mm grossen Quarzkörner ist recht allgemein, aber der Korngrösse und der Einbettung in glimmerig-toniges Bindemittel entsprechend, nicht sehr intensiv. Oft findet man stärker zerdrückte Feldspatkörner (Orthoklas und Plagioklas). Da die Gesteinskomponenten recht frisch sind, so fällt auch im Schliff die Einlagerung von krümeligen Eisenerz längs Rissen und in Nestern um so mehr auf. Längs der Hämatiteinlagerung sind die Glimmerschuppen verbogen, aufgeblättert und zum Teil stark getrübt. Das Fe_2O_3 ist auch in diesem Kontaktgestein nichts anderes als das hydrolytische Zersetzungsprodukt von ungewöhnlich reichlichem Biotit, der dabei auch tiefgreifende morphologische Veränderungen erfahren hat, unter gleichzeitiger Bildung von farblosem oder lichtbräunlichem Sericit (mit sehr kleinen Winkeln der optischen Achsen). Frische farblose Sericitblättchen finden sich stets in Begleitung von zersetztem Biotit und von Erzkrümeln. Aus dem Biotit scheinen sich in ganz untergeordnetem Masse auch Magnetitkörnchen abgeschieden zu haben. Sonstige sekundäre Bestandteile des Sandsteins sind Titanit, Chlorit, Karbonate, vereinzelt Spuren von Chalcedon. Einzelne Turmalinkörner lassen sich nicht mit Sicherheit als Neubildung erkennen (Schliff 25, Textfigur 19).

Alle Gesteinsproben und Schliffe, auf welche der vorstehende Bericht Bezug nimmt, sind Eigentum der geognostischen Sammlung des K. Oberbergamtes München.

Herrn K. Oberbergat Professor Dr. LUDWIG VON AMMON bin ich zu wärmstem Danke verpflichtet für die freundlichste Förderung meiner Arbeit, insbesondere für gütige Bereitstellung von Untersuchungs- und Vergleichsmaterial, wie auch für die Mitteilung zahlreicher geologischer Angaben.

Herrn Dr. KARL BURCKHARDT verdanke ich manche wertvolle Anregung.

Aus äusseren Gründen beschränkt sich vorstehender Abschnitt im wesentlichen auf einen kurzen Bericht über die petrographischen Befunde. Ich hoffe in nicht allzu ferner Zeit Gelegenheit zu haben, auf einige Folgerungen aus den gewonnenen Ergebnissen zurückzukommen.

München, Ende Oktober 1904.

Inhalts-Verzeichnis.

	Seite
Dr. Karl Burckhardt, Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Glan und Lauter (Bayer. Rheinpfalz)	1—92
Einleitung	1—2
Erster Teil. Stratigraphische Übersicht	2—19
I. Oberes Karbon (Ottweilerschichten)	3—9
1. Potzbergsschichten (mittlere Ottweilerschichten)	3—6
2. Breitenbacherschichten (obere Ottweilerschichten)	6—9
II. Unterrotliegendes	9—19
1. Untere Cuselerschichten	9—14
a) Untere rote Zone	9—10
b) Mittlere graue Zone mit dem Hauptkalklager	10—13
c) Obere rote Zone	13—14
2. Obere Cuselerschichten	14—18
a) Odenbacherschichten	14—15
b) Alsenzerschichten	15—16
c) Hooferschichten	16—18
3. Lebacherschichten	18—19
a) Untere Lebacherschichten	18—19
b) Obere Lebacher-(Tholeyer-)Schichten	19
Zweiter Teil. Tektonik	19—63
I. Tektonik der Eruptivmassen	19—34
1. Die Lagerung der Quarzporphyre	21—28
2. Die Lagerung der Cuselite und Melaphyre	28—34
a) Die stockartigen Cuselitmassen am Kiefernkopf und Potschberg	28—30
b) Die Cuselit-Intrusivlager	30—34
Cuselit-Intrusivlager Remigiusberg-Hirschfeld-Sulzkopf	30—32
Cuselit-Intrusivlager am Schneidchen und am Balmochkopf	32—33
Cuselit-Intrusivlager am Rummelbusch ob Ulmet	33—34
c) Cuselit- und Melaphyrgänge	34
II. Tektonik der Sedimente	34—58
1. Die Schichtenkuppel des Königsberges	36—41
2. Die Schichtenkuppel des Hermannsberges	41—48
3. Die Schichtenkuppel des Potzberges	48—58
III. Tektonische Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	58—63
1. Tektonische Zusammenfassung	58—60
2. Tektonische Schlussfolgerungen	60—63
a) Über das Verhalten von Intrusivmassen bei der Gebirgsbildung	60—63
b) Über die Aussichten von Bohrungen auf Steinkohle in unserem Unter- suchungsgebiet	63
Dritter Teil. Petrographische Studien an Eruptivgesteinen und kontakt- metamorphen Sedimenten aus dem Gebiete zwischen Glan und Lauter von Dr. Ernst Düll	63—91



Der Potzberg, seine Stellung im Pfälzer Sattel.

(Vgl. Geol. Karte des Gebietes vom Königsberg und Potzberg von L. v. AMMON, O. M. REIS¹⁾ und C. BURCKHARDT.)

Von

Dr. Otto M. Reis.

I. Einleitung.

Der Potzberg erreicht die höchste Gipfelhöhe (563 m) von den dreien das Gebirge zwischen Glan und Lauter in ihrem Mittellauf krönenden grössten Erhebungen. Diese landschaftlich für sich bestehende Berggruppe ist auch erdgeschichtlich ein ebenso merkwürdiges und problematisches Gebiet, als es für die menschliche Tätigkeit zur Gewinnung von Schätzen der Erde ein Gebirge von einer wichtigen Vergangenheit und vielleicht noch einer Zukunft genannt werden muss.

Wir betrachten seinen Schichten- und Gangaufbau zuerst völlig für sich, sodann seine Beziehungen zu den zunächst östlich nach der Lauter zu liegenden Bergformen und Aufbauverschiedenheiten, weiter die Vergleichspunkte des Potzberges mit der Höcherbergkuppe im Westen und endlich die Beziehung des ganzen Glan-Lautergebirges zum Pfälzer Sattel, wobei wir auch die Rolle zu berühren haben, welche Eruptivgänge und -Lager, sowie die angeschlossenen Erzgangbildungen in der Entstehungsgeschichte des Nordpfälzer Berglandes gespielt zu haben scheinen. Wir haben unsere Ansichten darüber schon in den Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken S. 130 und S. 175 kurz skizziert und kommen hier dazu, sie durch die lokalen Verhältnisse im einzelnen zu begründen, da ohne sie unseres Erachtens weder ein Verständnis der Entstehung der in Rede stehenden Bergerhebungen möglich ist, noch eine Anschauung über das Berginnere und die Aussichten, es nutzbar zu machen, gewährt werden kann.

Im allgemeinen charakterisiert sich der Potzberg als eine längliche, sattelartige Kuppe aus, wie seit lange bekannt, Schichten der mittleren Ottweiler Stufe (oberste

¹⁾ Der Anteil an Neuaufnahme und Revision sei kurz skizziert: Der Raum südlich der Linie Haschbach, Haschbachtal, Theisberg-Stegen, Glantal, Mühlbach, Mühlbachtal, Friedelhausen, Niederstauenbach, Gerömmel, der südlich der Strasse Jettenbach, Rothselberg, Rutsweiler, östlich der Linie Lautertal, Eisenknopf bei Wolfstein, Tiefenbach, Röckweilerhof, und der von da nördlich der Linie nach Aschbach. Ausserdem wurde die Gliederung der Potzberg Schichten am westlichen Hermannsberg und Sellberg und Einzelheiten in der Umgebung (im W.) von Wolfstein vom Verfasser durchgeführt.

Region), um deren Fuss die oberen Ottweiler Schichten eine mehr und weniger vollständige Ummantelung bilden; diesem ringförmigen Schichtenverlauf folgen aber auch noch die Cuseler Schichten in einer ähnlichen, etwas unterbrochenen Umgrenzung, doch so, dass ihre nordwestlichen und südöstlichen Ring-Segmente zugleich das Liegende jener Längszüge der Lebacher Schichten bilden, die, den Grenzmelaphyr unterlagernd, die äussersten Flankenteile der Sattelverbreitung des Unter-Rotliegenden darstellen; d. h. mit anderen Worten: der Potzberg bildet, in diesem Querschnitt betrachtet, nur eine einfache, besonders starke Mittelenerhebung des Pfälzer Sattels; seine Stelle im Längenschnitt durch den Sattel ist freilich eine viel weniger einfache und bedarf eingehender Betrachtung.

II. Kurze Darstellung der Schichtengruppen.

1. Die oberste Abteilung der mittleren Ottweiler Schichten oder die Potzbergsandsteine.

Das tiefere Liegende der die Oberfläche des Berges bildenden Schichten ist durch die neueren Tiefbohrungen bis in eine Bohrteufe von 1157 m verfolgt und von A. LEPPLA zum Gegenstand einer eingehenden Profilierung und Einzeldarstellung gemacht worden (Jahrbuch der K. preuss. geol. Landesanst. 1902 S. 342 u. 357); über das gleiche Profil bringt v. AMMON, Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 103—104, 1902 verschiedentliche Angaben.

Die tiefsten der an die Oberfläche tretenden Schichten scheinen mir die unmittelbar liegenden Schichten der an der hohen Südwestabdachung des höchsten Plateaus eingezeichneten konglomeratischen Sandsteine zu sein: feinkörnige graue Sandsteine und glimmerreiche Schiefer, die zum Teil die Unterlage des bis fast zum Aussichtsturm reichenden Föckelberger Ackerfeldes bilden; die erwähnten konglomeratischen Sandsteine zeigen sich zwar noch im Nordwesten des Plateaus nach der Davidskrone zu, jedoch ist der Zusammenhang der einzelnen Vorkommen nicht mehr so deutlich, dass ein Verlauf angegeben werden könnte; noch weniger ist dies auf der Föckelberger Seite selbst möglich, wo ich bezweifle, dass diese Lage überhaupt ansteht; wir kommen hierauf später zurück. Im Hangenden des erwähnten tieferen Konglomerates ist die Schichtenfolge zuerst durch Schutt verdeckt; in einiger Entfernung treten aber rote Schiefertone, Sandsteine und schwächer konglomeratische Schichten auf, in deren weiterem Hangenden wieder graue Sandsteine, Sandschiefer und Schiefertone eine an mehreren Stellen auffällige Einschaltung bilden. Darauf folgt ein noch höherer Komplex konglomeratischer Sandsteine und toniger, roter Einlagerungen bis zu einem hervorragend auffälligen Konglomeratsandstein, dem Felskonglomerat, das in der Karte mit dickeren Punkten ausgezeichnet ist; dieser Komplex mag bis hierher 500 m Mächtigkeit haben, und es ist wahrscheinlich, dass die als tiefste erwähnten Schichten (Konglomerate, graue Sandschiefer, feinkörnige Sandsteine) der im Bohrprofil von LEPPLA zwischen 85 und 136 m erwähnten Kernfolge entsprechen; fraglich ist, ob die in dem Bohrprofil noch tiefer angegebenen, vorwiegend grauen Sandsteine ähnlichen Gesteinen auf der Föckelberger Seite gleichzustellen sind, in denen dann die eigentliche, sehr zerborstene Sattelumbiegungsfläche in breiterer Ausdehnung zutage läge (vgl. unten).

Dem „Felskonglomerat“ hat schon A. LEPPLA die gebührende Würdigung als leitender Horizont für die Tektonik zuteil werden lassen; er beschreibt l. c.

S. 345 ihren Verlauf zwischen dem Kellerhäuschen von Glan-Mühlbach und der Mündung des Spelgenbachs in den Gimbsbach. Es ist ein höchst charakteristisches Konglomerat von ziemlich gleichmässig bis hühnereigrossen Quarz- und Quarzitzeröllen (erstere vorwiegend), mit nicht seltenen Lyditeinschlüssen, das durch ein meist etwas eisenschüssiges, kieseliges Bindemittel mit geringer Zwischenfüllung der Geröllzwischenräume und verhältnismässig geringer Sandbeteiligung zu 2—3 m mächtigen Felsbänken festgebunden ist, wobei nicht ausgeschlossen sein kann, dass es gelegentlich in mehr lockerem Bestand geradezu grobkiesig wird; auch teilt es sich örtlich durch ein feinkörniges Sandstein- und ein Lettenzwischenmittel in zwei weniger mächtige Bänke der gleichen Charakteristik.

Ein solches Konglomerat tritt in gleicher Stärke in dem Schichtensystem des Potzbergs selbst nicht wieder auf, obwohl in zwei höheren Horizonten mit konglomeratischen Sandsteinen ganz kurzzügige Einlagerungen der gleichen Geröllstärke von meist lockerem Zusammenhalt zu beobachten sind; sie sind von dem Felskonglomerat indessen leicht getrennt zu halten. Die über letzterem liegenden Schichten zeigen ausser den schon erwähnten konglomeratischen Lagen noch rote Sandsteine und Schiefertone; nach oben nimmt die Geröllführung mehr und mehr ab, die gröberen Arkosen treten mehr in Erscheinung, endlich nehmen die Sandsteine etwas mehr graue Färbung an, graue Sandschiefer und Schiefertone werden auffallender, werden aber schliesslich noch von mit intensiv roten Schiefertönen durchsetzten, feinkörnigen, zu mürber Verwitterung geneigten massigen Sandsteinen und von rötlicher, stellenweise fast konglomeratischer Arkose bedeckt. Letztere Schichten sind die Sandsteine unterhalb des Breitenbacher Flötzes, die einen gewissen Übergang zu den Breitenbacher Schichten (obersten Ottweiler Schichten) nicht verkennen, sich aber selbst bei guten Aufschlüssen sehr schwer kartistisch nach unten abgrenzen lassen. Zu bemerken ist, dass in roten Schiefertönen dieser oberen Region vereinzelte Züge von Karbonatbröckchen (z. B. östlich von Matzenbach, Stegen-Remigiusberg) gefunden werden. Der ganze Komplex über dem Felskonglomerat mag auch 400 m Mächtigkeit besitzen.

Praktisch verwertet werden die konglomeratischen Sandsteine der oberen Region zwischen Gimbsbach und Matzenbach, im Bühlwald (W. Neunkirchen), die mürben, oberen und obersten Sandsteine bei Godelhausen-Stegen, am Hergelloch, ONO. Föckelberg als Bausteine, das Felskonglomerat in Neunkirchen als Baustein und im Fahrwald¹⁾ zur Kiesgewinnung. — An verschiedenen Stellen unter- und oberhalb des Felskonglomerates zeigen sich Kohlenschmitzchen; in der oberen Region unter den mürben Sandsteinen und in der Umgebung des Felskonglomerates kommen die verkieselten Holzreste in grösserer Häufigkeit vor. Über den Vergleich dieser Schichtenreihe mit jenen am Hermannsberg siehe unten das Kapitel XI.

2. Die oberen Ottweiler oder Breitenbacher Schichten.

Die besten Aufschlüsse in diesem Komplex hat man im Anfang der Aufstiege von Stegen oder Godelhausen nach dem Höhenpunkt 316 m S. von Etschberg; es ist ein ziemlich gleichmässiger Komplex von grauen Tonschiefen, in deren tieferen Lagen noch tonige Sandschiefer auftreten; selten stellt sich eine violettgraue Färbung ein; in den tiefsten Lagen liegt das eigentliche Breitenbacher Flötz; nach oben zu stellen sich zuerst Karbonat-Oolithbänkchen, dann Karbonatbänke bis zu

¹⁾ Unterhalb dem Pferdkopf am Gimbsbach.

30 cm Höhe ein; diese haben fast durchweg Sinterstruktur und alle jene mit dieser verbundenen wechselnden Oberflächengestaltungen: netzförmig klein- und grobmaschig, warzig, eng und breit wurmartig, rundlich traubenförmig oder plattig mosaikartig gefeldert (bossenartig) oder irgend eine erdenkliche Kombination dieser Formen; hier ist das Hauptfeld der Entwicklung dieser Sinterstrukturen in Dolomiten und Sphärosideriten, die entweder Baumstrunkreste, verkohlte grössere und ganz kleine Pflanzenfragmente einseitig oder auch häufig derart zweiseitig umkrusten, dass immer noch die flachere Auflagerungsseite deutlich zu erkennen ist. Es sind mehrere Lagen übereinander ganz nahe an der oberen Grenze der oberen Ottweiler Schichten, wo sich auch im Zusammenhang mit diesen Karbonatresten schwache, gelegentlich auch stärkere Kohlenschmützen (z. B. nahe unter dem Grenzkonglomerat beim Aufstieg ober der Godelhauser Mühle nach dem Retterwald) erkennen lassen.¹⁾ Auch die Aufschlüsse von Eisenbach nach dem Kirchhof zeigen diese Schichten sehr gut bis zu der Verebenung des Krämel, desgleichen der Weg südlich von Matzenbach nach Reuschbach zu; hier überkreuzen bis sechs dünnere dolomitische und sphärosideritische Karbonatbänkchen den Weg, von denen hier nur die oberen Sinterstruktur zeigen. Die Bänke zeigen sich östlich und nördlich von Neunkirchen, endlich bei Friedelhausen, wo zum Teil die oolithische Ausbildung besonders schön ist (hier ist übrigens auch an der Strasse nach Bosenbach unmittelbar südlich vom Ort in den tiefsten grauen Schiefen eine dichte Kalkbank entwickelt).

Wie aus dieser Darstellung hervorgeht, sind in diesem Gebiet (vgl. die übrige Pfälzer Verbreitung) die Breitenbacher Schichten in engerem Sinne gefasst, als es LEPPLA (Geol. Skizze des Saarbr. Steinkohlengebirges 1904) darstellt, da wir aus Rücksichten der Vorteile der Feldaufnahmen in der östlichen Ummantelung des Höcherberges und in der des Potzberges die oben erwähnte Übergangszone zu den Breitenbacher Schiefen bei den Potzbergsschichten gelassen haben. — Diese Übergangszone ist aufgeschlossen bei Godelhausen, Stegon, Rudweiler, zu beiden Seiten des Glan bei Mühlbach, südlich Friedelhausen, östlich und südlich von Föckelberg.

¹⁾ Der hier nicht unbeträchtliche Kohlenschmutz gibt auch entscheidenden Aufschluss über die Deutung eines Flötzes in der Umgegend vom Lemberg, das in einer höheren Region von sonst einförmigen grauen und schwarzen Schiefen liegt, in denen nur hie und da Anthrakosien sich vorfinden; diese finden sich indessen auch in den Schutthalden des Breitenbacher Flötzes am nördlichen Remigiusberg und sind desgl. in den gleichen Schichten bei Waldmohr von mir aufgefunden worden (vgl. auch A. LEPPLA, Geol. Skizze des Saarbr. Steinkohlengeb. 1904 S. 44). Nach diesen Leitmuscheln hielt ich aber diese Schichtengruppe früher für Odenbacher Schichten (vgl. Erl. z. Blatt Zweibrücken, S. 103 nach meinen Angaben), in deren oberer Region Kalke und Quarzitkonglomerate und darüber schiefrige Alsenzschichten auftreten, die in einer Verwerfung abgeschnitten werden. Die neuerliche Entblössung unterhalb des neuangelegten Domänengutes gegenüber Oberhausen und die Regulierung des Bahneinschnitts, der die Schichtenfolge sehr gut aufschliesst, beweist aber, dass man es hier mit Unteren Cuseler und Breitenbacher Schichten zu tun hat — (v. GÜMBEL, G. v. B. S. 978, rechnete das Flötz zu den Odenbacher Schichten, liess aber die Existenz der Breitenbacher- und Unteren Cuseler Schichten, wie dies LASPEYRES und WEISS richtig angaben, unentschieden, vgl. S. 979 Fig. u. S. 969). Die Konglomerate der ersteren sind hier keine Arkosen mehr, sondern nehmen eine fremdartige „Taufacies“ an; das Kohlenflötz der als Breitenbacher Schichten zu deutenden tieferen Gruppe wäre mit dem erwähnten oberen Flötz von Godelhausen zu parallelisieren. Übrigens wurde auch östlich von Hohnestl bei Altenglan in den obersten Breitenbacher Schichten ein Kohlenflötz erschürft. Die erwähnte Taufacies ist eine ufernahe Küstenbildung, über welche ja auch hier die Oberen Cuseler Schichten transgredieren, da am Nordrand des permkarbonischen Sattels die Unteren Cuseler mit Karbon zwischen Devon und Oberen Cuseler Schichten völlig fehlen. Spuren des oberen Flötzens zeigen sich auch am kleinen Busch SO. von Matzenbach.

3. Die Unteren Cuseler Schichten.

Der Verfasser hat bei der Besprechung dieser Schichtengruppe in den Erläuterungen zum Blatte Zweibrücken S. 107 schon bemerkt, dass eine Zweiteilung in den Cuseler Schichten sehr gut durchführbar sei. C. BURCKHARDT hat im östlichen Gebiete noch die untere Hälfte zu gliedern versucht, was da ganz gut geht, wo, wie in Geogn. Jahreshfte 1902 S. 270 dargestellt ist, die Verbreitung auskeilender Karbonatbänke der mittleren Region nicht mit eisenschüssigen Tonen vergesellschaftet ist,¹⁾ wie dies bei geringerer Entwicklung der Karbonatbänke in der obersten und untersten Region fast stets der Fall ist.

a) Die unterste Abteilung der Unteren Cuseler Schichten

besteht aus vorwiegend intensiv roten Schichten, die nach unten und oben (besonders unten) durch einen bis 3 m mächtigen, oft stark konglomeratischen Sandstein begrenzt sind; von diesen wurde das Grenzkonglomerat nach den Breitenbacher Schichten auf Blatt Zweibrücken schon stets ausgeschieden (vgl. z. B. S. von Steinbach, Erl. z. Bl. Zweibr. S. 107). Es geht übrigens dieses Grenzkonglomerat beim Nachlassen der Geröllgrösse auch in einen grobkörnigen Sandstein über, der an verschiedenen Stellen als Werkstein abgebaut wird (Matzenbach, Eisenbach, Godelhausen-Stegen); seltener gilt dies für das obere Konglomerat, das gelegentlich noch von roten Schiefertönen überlagert ist. Der meist recht mächtige Komplex roter Schiefertöne, selten mit grüngrauen Einlagerungen zwischen beiden Konglomeraten, zeigt häufig eine grosse Ähnlichkeit mit oberrotliegenden Schichten, hat fast überall ein oft nur in Bröckchenzügen eingeschaltetes Karbonatbänkchen (Höhe zwischen Godelhausen und Etschberg); er entbehrt auch nicht meist feinkörniger, tonreicher, nur hie und da etwas körniger Sandsteine.

b) Die mittlere Abteilung der Unteren Cuseler Schichten.

Es sind dies vorwiegend graue Schiefertöne, welche selten, z. B. Wachholderhecke-Godelhausen, in der Nähe der eingeschalteten Karbonatbänke eine rötliche Färbung annehmen; in ihnen sind die überall durch unterirdische Gewinnung abgebauten, bis 2,20 m mächtigen Kalkbänke eingelagert. Die Gruben von Eisenbach-Rehweiler waren zur Zeit der Aufnahme nicht in Betrieb und auch nicht in dem Zustand, dass ein ganz genaues Profil der Kalkschichten möglich war; doch wird dies noch nachgeholt werden. Es möge nur eine kurze Beschreibung der verschiedenen Gesteinsarten, wie sie an den zum Verbrauch aufgeschichteten Haufen gesammelt wurden, bei einer ungefähren Orientierung von unten nach oben folgen.

1. An der Basis ein wechselnd dickes Band von Sinterkalk; 2. wechselnd fein- bis mittelkörniger, kristalliner Kalk von braungrauer Farbe, zuweilen mit gelblichgrauer Lagerungsbänderung; 3. dunkelbraungrauer sehr dichter, splitterig-glatt brechender Kalk; 4. graugelber, dichter, mit sich rauh anfühlenden Flächen brechender Kalk, der schwach ausgeprägte Horizontalbänderung zeigt.

In allen diesen Lagen treten Stylolithen auf; merkwürdigerweise sind die auf horizontalen Zersprengungsflächen stehenden Stylolithen wenig stark entwickelt und viel seltener. Massenhaft und bis ins Feinste zerschlitzt und trotzdem mit eckigen Umrisslinien und allen charakteristischen Eigenheiten versehen,

¹⁾ In dem nördlichen Teil der Bruderwaldmulde sind indessen die Hauptkalkbänke zweifellos noch mit roten Letten verbunden, d. h. in der oberen Grenzregion der „unteren Abteilung“ eingelagert.

zeigen sich die liegenden Stylolithen auf vertikalen Stylolithenspalten. Es findet hier also das Umgekehrte statt wie sonst; ich glaube, dass dies einerseits mit einer frühen, schon starken Aufrichtung zusammenhängt, welche beträchtliche Komponenten des Schichtendrucks auf die kleinen Zertrümmerungsspalten wirken lässt, andererseits damit, dass bei der Aufrichtung der Schichtmassen zu Gewölben, wobei die seitlich schiebenden älteren Gebirgsmassive als Pfeiler wirken, manche Komplexe völlig „schweben“, d. h. weder vertikal nach unten drücken, noch, von der Unterlage gelöst, überhaupt auf dieser lasten können. Da ich zwischen Drucksuturen (Spitzensuturen) und Stylolithensuturen keinen generellen Unterschied zugestehen kann, so glaube ich, dass diese Stylolithenbildungen ebenso alt sind, wie die mit Spitzensuturen versehenen Quarzgerölle des Felskonglomerats, die wieder von einander gelöst, schon in alter Zeit mit Zinnober von neuem verkittet wurden (vgl. unten).

Von diesen Vorgängen in den Kalken sind andere zu trennen, welche Zerreißungserscheinungen der Schichten während der Ablagerungen kennzeichnen, die aber eine eigene Detailbearbeitung im Zusammenhang mit einem grösseren Material erheischen. — Konkretionäre Einlagerungen mit Tutenstruktur fand ich bei Föckelberg, sie zeigten an anderer Stelle abzubildende einzigartige Verhältnisse.

c) Die obere Abteilung der Unteren Cuseler Schichten (Bürsborner Schichten).

Wir haben hier vorwiegend rote Schichten, die mit einem mächtigen, an Korngrösse allerdings wechselnden Arkoskonglomerat beginnen und mit einem oder zwei solcher nach oben abschliessen; die Mitte bildet ein im Westen des Gebietes mächtiger, sehr oft an das Oberrotliegende erinnernder, seltener von einem eingelagerten körnigen Sandstein unterbrochener Komplex roter Schiefertone, in dem an einer Stelle der höheren Hälfte ein Karbonatbänkchen selten fehlt; es ist an einzelnen Orten (oberhalb Etschberg) ein heller, kristalliner Dolomit. Bei Aschbach fand ich in den höheren Lagen einen schwarzen Kalk mit Anthrakosien.

4. Die Oberen Cuseler und Lebacher Schichten bis zum Oberrotliegenden und Buntsandstein.

Die oberen Cuseler Schichten zeigen gegenüber den in den Erl. z. geogn. Blatt Zweibrücken geschilderten Verhältnissen keine besondere Eigenart der Gesteine und ihrer Schichtenfolge. — In den Odenbacher Schichten stellt sich das Flötz zuerst schwach ein und verstärkt sich nach Nordosten; in einem oolithischen Kalk wurden daselbst bei Fockenberg Stacheln von *Acanthodes* gefunden; an einzelnen Stellen zeigen sich in den Schiefertönen mächtige Knollen von Toneisenstein und von Kalkgerölen, an anderen Karbonatausscheidungen mit Sinterstruktur.

Weglich der im Nordflügel des Sattels vorhandenen Ausbildungsweise sei folgendes bemerkt: ~~Über der unteren Grenze~~ macht sich eine Karbonatbank bemerkbar, so z. B. Ö. von Aschbach ~~in einer Zone~~ in welcher hier und da noch rötliche Schichten zu erwähnen sind. Es ist hier fast ~~ein~~ eine solche Sache, wohin dann die Grenze zu legen ist. C. BURKHARDT hat N. von Altenbach ~~als Grenze~~ über diese Kalkbank gelegt, die inmitten eines Komplexes grauer Schiefer auftritt (4. 3. 100). ~~Wahrscheinlich~~ weil darüber noch einmal eine 0.5 m starke Bank eines feinkörnigen, roten Sandsteins ~~liegt~~ sich wurde an der roten Farbe keinen Anstoss genommen haben, liegen doch auf dem ~~Weg~~ Weg nach Pörsbach rote Schiefer über dem Kalkkohlenflötz, in dem Zug jenseits des Vogelsbuchs ~~von~~ zwischen (zunächst ausserhalb der nördlichen Kartengrenze) über und unter dem Flötz, ~~ausserhalb~~ ~~von~~ von Königsberg bei Reipoldskirchen, Nussbach, Gangloff etc. und lassen sogar bei ~~starkem~~ ~~Kontrast~~ die Möglichkeit einer gelegentlichen Verwechslung mit Unteren Cuseler Schichten ~~nicht~~ ~~unmöglich~~ zu sein (vgl. oben S. 96 Anm. Karte und Erl. z. Bl. Zweibrücken 1903 S. 110 u. 111).

Die beiden oberen Abteilungen der Oberen Cuseler Schichten sind schwer von einander und von den Unteren Lebacher Schichten zu trennen; der nicht geringe Reichtum an knolligen Karbonatausscheidungen in grauen Schiefeln, besonders an solchen mit Tutenstruktur in verschiedenen Höhenlagen, das mehrfache Vorkommen von wenig charakteristischen konglomeratischen Sandsteinen erschwert die genaue Trennung sehr.

Die Sandsteine der Unteren Lebacher Schichten haben eine schwach violett-graue Färbung. Nahe der Blattgrenze stellen sich auch in den obersten tonreicheren Schichten der Oberen Lebacher Sch. die Tonsteine der Olsbrücker Facies ein.

An der Basis des Grenzmelaphyrs zeigen sich auch hier, wie am ganzen Südrand des Sattels keine Konglomerate aus Eruptivgesteinen (Porphy- oder Melaphyrkonglomerate), sondern schwache Lagen von brecciös umgelagerten Schiefertönen mit eckigen Tonsteinfragmenten; es sind dies zum Teil tuffige Schichten, wie sie weiter im Osten auch über dem Grenzmelaphyr noch öfters auffallen, sogar dem Grenzmelaphyr eingeschaltet sind; es ist dies ein Beweis, dass die eigentliche, tektonisch verschärfte Formationsgrenze über den Schiefertönen und Tonsteinen der Olsbrücker Schichten liegt. Zugleich sind diese brecciösen Tuffe, welche hier nur seltener Melaphyrfragmente bergen, ein wichtiges Kennzeichen zur Erkennung des tiefsten, „basaltischen“ Grenzmelaphyrs im Felde, was bei den oft blasigen Intrusivlagern der äusseren Sattelzone gelegentlich Schwierigkeiten bereiten kann. — Besonders hierdurch ist es — abgesehen von der mikroskopischen Diagnose — möglich, das tiefste Effusivlager des Oberrotliegenden auf so weite Strecken, von hier bis über den Donnersberg hinaus, sicher festzustellen, wenn auch jene höchst charakteristische Breccie immer nur an vereinzelt Punkten gut aufgeschlossen ist.

Über dem Grenzmelaphyr folgen südlich von Fockenberg Quarzitkonglomerate mit einzelnen Melaphyrgeröllen, dann hauptsächlich rote Schiefertöne, die von den tiefsten Buntsandsteinkonglomeraten (Staufer Konglomerat) überdeckt sind.

Die Rötelschiefer und ihre Tonsteine (vgl. S. 107) enthalten auch hier reichlich Hygrophilit, welchen ich (Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 120 u. 121 Anm.) auf die Veränderung von Tonschieferarten oder phyllitischer Gesteine zurückführte. Es ist mir entgangen, dass schon v. SANDBERGER (Untersuchungen über Erzgänge S. 57—61) das Mineral mit ausdrücklicher Beziehung auf die von LASPEYRES und von GÜMBEL-SCHWAGER untersuchten Vorkommen als ein Zersetzungsprodukt in situ von schieferigem Gneiss erkannt hat; wir haben das Mineral an zweiter Lagerstätte, sowohl als Geschiebe, als seltener in Bildung schichtweiser Anhäufung.

Die Staufer Konglomerate zeigen wie gewöhnlich viel halbeckige, abgeflachte Gerölle, daneben aber auch sehr viele, kaum abgerollte, grosse, parallelepipedisch oder prismatisch geformte Quarzite, deren Loslösung aus zerklüfteten Quarzitriffen und bei ihrer Härte die relativ geringe Abrundung sofort einleuchtet; trotz der ebenso verhältnismässig sehr geringen Zahl von Melaphyr- und Porphyrgeschieben würde man zuerst an einen Transport von Quarzitgeschieben aus dem nahen Hunsrück denken, wenn nicht alle eine solche Facies in anderen Schichten begleitenden, härteren Schieferarten und ihr Detritus in den feineren Zwischenlagen völlig fehlen würden. Trotzdem ich so glaube, dass diese Gerölle nicht aus zerstörten karbonischen Schichten (deren tiefste Entwicklung man freilich noch nicht recht kennt) kommen, so halte ich doch für ausgemacht, dass sie in der allgemeinen Transportrichtung der Buntsandsteinmaterialien von Westen oder Südwesten nach Osten und Nordosten beigeschwemmt wurden.

Was die stratigraphische Einreihung dieser Schichtengruppe betrifft, so hat A. LEPPLA neuerdings (Geol. Skizze d. Saarbr. Steinkohleng. 1904 S. 48) seine früher in den geognostischen Jahres-

heften schon ausgesprochene Ansicht, dass diese Schichten dem Grundkonglomerat des Hauptbuntsandsteins angehören, wiederholt, desgleichen durch seine diesseits nicht eindrucksvoller gewordene Anschauung, dass der sog. untere Buntsandstein des Südflügels der Triasmulde zum Perm gehöre und in den obersten Rötelschiefern der Donnersberggegend eingeschlossen sei,¹⁾ zu belegen gesucht.

Ich stelle dem eine andere, weniger hypothetische Äusserung LEPLAS gegenüber, welche den Schwierigkeiten der petrographischen Vereinigung beider Schichtengruppen — damals noch unter dem Eindruck der selbst ausgeführten Aufnahmen — gerecht wird: „Ich verhehle mir dabei nicht, dass der Übergang der mächtigen violettroten Konglomerate mit ihren ziemlich kantigen Quarzgeröllen in die hellrosenroten, glitzernden Sandsteine mit ihren mehr zerstreuten und stark gerundeten Geröllen immerhin auffallend bleibt.“ Ich füge hinzu, dass bei dem südlichsten Auftauchen dieser Schichten zwischen Frankenstein und Weidenthal sich auch nicht die geringste Änderung und Annäherung zu dem besonderen Geröllhabitus der tiefsten Hauptbuntsandsteinschichten zeigt, sondern durch Verminderung des Geröllreichtums, der Geröllgrösse und der Geröllagen selbst einerseits und eine Vermehrung der massigen, dunkelroten, dolomitischen Sandsteine andererseits sich eine unverkennbare Annäherung an den Typus des unteren Buntsandsteins des Südflügels zu erkennen gibt. Zudem liegt in diesen Gebieten zwischen Weidenthal und Ramsen, die es A. LEPLA nicht mehr vergönnt war persönlich zu kartieren, der tiefere Hauptbuntsandstein in der von ihm charakterisierten Weise über diesen fraglichen Schichten, ohne je eine Übergangszone in vertikaler Folge aufzuweisen; vielmehr ist die Grenze nach dem hangenden Hauptbuntsandstein in allen Punkten allorts ebenso scharf und schroff, wie jene des Hauptbuntsandsteins zum oberen Buntsandstein.²⁾

5. Eruptivgesteine.

Im engeren Gebiete des Potzberges wurden nur drei kleinere Vorkommen von solchen aufgefunden, welche dem Ost- und Südosthang des Berges angehören. E. DÜLL hat sie (Diese Jahreshefte S. 67) einer eingehenden Untersuchung unterzogen.

Das Hochbuschgestein bildet den Kern³⁾ der Zersetzungsregion des Feldes der Elisabethengrube, in dessen nächster Umgebung Schiefertone und konglomeratische Sandsteine stark zersetzt, einerseits verkieselt, andererseits in gewissen Bestandteilen ausgelaugt sind; das Eruptivgestein ist aber selbst von dieser Veränderung betroffen. Es zeigt in auffälligen, grösseren Hohlräumen, die eine Art Lagerungszug erkennen lassen (Mandelstein?), einen Besatz von feinen bis 5 mm langen, nadelartigen Quarzkriställchen, die von einem Ockerrahm überzogen sind. Die mikroskopische Diagnose erwähnt auch sekundären Quarz, vor allem aber Lücken mit kristallähnlicher Begrenzung, die auf die Wegführung der Zersetzungsprodukte von Feldspatheinsprenglingen zurückgeführt werden; das Gestein zeigt sich in einzelnen Stücken mehr als veränderte Zwischenform von Felsitporphyr und Porphyrit, an anderen mehr als Quarzporphyr.⁴⁾

¹⁾ LEPLA würde hiermit die Lehrmeinung ablehnen, dass mit einer Transgression auch eine erhebliche Lücke in der Formationsfolge verbunden sein müsse; in der Tat: die Oberen Cuseler Schichten transgredieren über Untere Cuseler Schichten mit Karbon an gewissen Stellen wohl mehr als 5 km nach Norden auf Devon-Schichten, eine Transgression, welche im Aufbau der Cuseler und Lebach-Schichten verschwächt anhält; es wird niemandem einfallen, hier eine oder mehrere Formationslücken anzunehmen. Gleiches gilt bezüglich des Ober-Rotliegenden für den Buntsandstein, dessen Transgression ich (Erl. z. Bl. Zweibrücken 1903 S. 135) als eine nur durch tektonische Bewegungen gesteigerte gleichartige Erscheinung bezeichnet habe.

²⁾ Der obere Buntsandstein bildet in vieler Hinsicht ein Analogon der Staufer Schichtengruppe, beginnt auch mit einem lokal sehr mächtig entwickelten Konglomerat, das sich in Geröllführung ähnlich von allen Hauptbuntsandsteinkonglomeraten unterscheidet; man würde es gerne das „Hauptkonglomerat“ bezeichnen, wenn es nicht sicher über der Carneolbank läge, während in rheinischen Buntsandsteingebieten der Ausdruck Hauptkonglomerat für die geröllführenden Sandsteine unter der Carneolbank festgelegt wäre.

³⁾ Es hat eine längste Verbreitung von ca. 120 m, wodurch es auch auf mehreren, weiter westwärts liegenden Stellenhalben zu finden ist. Es hat auch (vgl. unten den Schluss der Ausgrabungen über die Elisabethengrube) in früheren Zeiten schon die Aufmerksamkeit des Bergbauwesens gezogen.

⁴⁾ Über die Metamorphosen in dieser Region vgl. Kap. XVII, wobei auch die Zeit dieser Prozesse eingehender besprochen wird.

Das zersetzte Gestein am Ländstel bei Fockenberg wird desgleichen als Quarzporphyr charakterisiert; es ist in den Breitenbacher Schichten eingeschlossen (vgl. Kap. XVII).

Das Gestein zwischen Niederstauenbach und Föckelberg ist nach E. DÜLL ein ziemlich weitgehend zersetzter Cuselit; desgl. ein nachträglich aufgefundenes Gestein im Gottersbach bei Altenglan.

III. Lagerungsaufbau und Lagerungsstörungen.

1. Im Kern des Berges.

Wenn der Potzberg im engeren Sinne zwar eine Schichtenkuppe aus Ottweiler Schichten genannt werden darf, so lehrt doch ein Blick auf die Karte, dass dies aber eine nicht unbeträchtlich gestörte Kuppe von recht einseitigem Bau ist. Das auffällig hervortretende „Felskonglomerat“ zeigt sich in fast zwei Drittel des Umkreises, auf der Föckelberger Seite fehlt es; wie das zu erklären ist, dafür bieten die äussersten Enden seiner Verbreitung gute Anhaltspunkte. An dem nördlichen Ende, N. von Föckelberg, ist es noch in völliger Gleichheit der Mächtigkeit und der Facies, wie an dem südlichen bei Neunkirchen und zeigt an beiden Stellen keine Anzeichen zu der Annahme eines natürlichen Verschwindens seiner eigenartigen Kennzeichen. An beiden Punkten sind aber Anzeichen grosser Störungen, am Nordostende ist es in auffälligster Weise zerstückelt und zuletzt fast vertikal gestellt, am Südostende stösst es an die Karbonatbank der obersten Breitenbacher Schichten, welche entgegengesetzt nach NW. einfallen, seitlich an.

Es ist also in höchstem Masse wahrscheinlich, dass die Ursache des in der grossen Lücke im Umzug des Felskonglomerats ausgedrückten einseitigen Baues eine tektonische ist; leider sind gerade hier in einer gewissen Zone die Aufschlüsse nicht derart klar, dass man über den Verlauf und die Art der Hauptstörung völlig entscheidende Aufschlüsse hätte; doch führen folgende Tatsachen zu einem einigermaßen aufklärenden Ergebnis.

Die lange Achse des ellipsoidischen Kuppenkegels zieht von Matzenbach nach NNO. über den Punkt 306 (Platte), über 247 (Gimbsbach), O. von 314 (Kindrathwald-Bühlwald), W. von 445 (NNW. Neunkirchen), O. vom länglichen Hochplateau (wo, wie oben erwähnt, die tiefsten Schichten ihre Kuppenumbiegung haben), oberhalb und W. von Föckelberg nach dem mittleren Hutschbach zu; der östlich dieser Längsachse liegende Teil des Sattels ist bei nicht sehr verschiedenem Einfallen nur halb so breit als der jenseitige Antiklinalflügel. Der ostseitige Flügel ist also verkürzt, natürlich so weit die von den oberen Ottweiler Schichten gebildete Kegel- oder Kuppenfläche in Betracht kommt; dies kann, stereometrisch ausgedrückt, stattfinden, wenn an einer steilen Schnittfläche durch einen Kegel und seine Basis ein Kegelsegment zum Teil etwa parallel der Achse unter die Kegelbasis verschoben wird; dann entstehen aber an der Seite zwischen den nicht mehr aneinander passenden Mantelflächen einspringende Winkel, gebildet von der Schnittfläche und Teilen des abgesenkten Kegelmantels. Ein solcher Winkel ist deutlich bei Neunkirchen, wo der Nachsturz die Breitenbacher Schiefer neben das Felskonglomerat geworfen und ihr Einfallen umgekehrt hat.

Der Winkel kann aber auch verschwinden, wenn neben der Stelle, wo er entstehen sollte, der gleiche Vorgang an einem Segment jenseits der ersten Verschiebungsfläche eintritt. Dann muss der einspringende Winkel aber an der anderen Seite der neuen Segmentverschiebung an der Mantelperipherie erscheinen.

Dies ist an der Nordostecke des Potzberges der Fall; zwischen dem Felskonglomeratzug östlich Rudweiler bis Kellerhäusl und jenem an seinem Ende zerstückelten und in dem äussersten Stücke steilgestellten Zug (wo eben der einspringende Winkel erscheinen müsste) sind zwei Trümmer des Felskonglomerats stark „ins Liegende verworfen“, die „Dreikönigszug“-trümmer, von denen das südlichere ein antiklinal liegendes am Dreikronenzug (Wackenhübel S. von Hutschbach) aufweist. Eine solche Verwerfungsart entspricht einer Vertikalsenkung bei schon vorher aufgerichtetem Gebirge, keiner Horizontalverschiebung. — Demnach tritt jetzt der einspringende Mantelwinkel an der Nordwestseite des Berges gegenüber Altenglan auf.

Es erscheint nach alledem sicher, dass die Ostseite des Berges etwa in der in der Karte angegebenen Linie relativ gegen den Mittelteil, die Süd- und Westseite abgesenkt ist: hierbei ist hauptsächlich das Felskonglomerat in die Tiefe versunken, und die östlich jener Linie liegenden Sandsteine und konglomeratischen Schichten entsprechen in der Tat alle dem Typus der über dem Felskonglomerat nach den Breitenbacher Schiefer zu liegenden Schichtgesteine.

Ein bemerkenswertes Kennzeichen grosser und tiefgreifender Lagerungsänderungen ist das äusserliche der grossen Gesteinsbleichung zwischen Neunkirchen und Föckelberg-Hutschbach, hiermit zusammenhängend vielleicht auch der relativ grosse Wasserreichtum von Föckelberg gegenüber dem noch etwas tiefer und in dieser Hinsicht topographisch günstiger gelegenen Dorf Neunkirchen.

Ausser dieser Hauptstörung durchkreuzen das Felskonglomerat noch eine Anzahl Querstörungen, von denen wir die stufenweise Einsenkung der Dreikönigszugschollen und das zwischen Punkt 371 und Friedelhausen abgerissene Stück (Schlechtenberg) schon oben kurz charakterisiert haben.

Der Kellerhäuszug des Felskonglomerats ist im Wolfsgraben deutlich unterbrochen und der südliche Teil ins Liegende verworfen. Dann setzt der Zug über den Lochwiesgraben bis zu einem Waldköpfchen unterhalb des Pfades Theisberg-Stogen-Davidskrono offenbar ununterbrochen fort. Ich vermute, dass A. LEPLA l. c. S. 375 die Namen beider Graben vertauschte, wenn er sagt, dass die Konglomerate quer über das untere Ende des Wolfgrabens setzen und am Lochwiesgraben plötzlich abschnoiden, dass sie dann ins Liegende verworfen, am linken Gehänge weiter oberhalb fortsetzen; ich vermute dies, weil die Aufschlüsse im Lochwiesgraben nicht so sind, dass man eine Verwerfung mit klarer Bestimmtheit feststellen kann, dass aber bei genauer Begehung alle Anzeichen viel eher auf einen ununterbrochenen Verlauf, wie ihn die Karte angibt, hinweisen. Richtig ist, was LARRY angibt, dass die Konglomerate dann bald wieder ins Hangende nach Westen verworfen werden, wo sie dann oberhalb der Neumühle über die Alte Burg, Lattenbusch und Heidenkopf auf die Einmündung des Spelgenbachs in den Gimbach zu streichen.

Hier ist die scharfeckige Umbiegung der Potzbergsschichten, an welcher Stelle das Felskonglomerat bei der Grube am Potzberg zuerst stark zertrümmert ist und nach einer kurzen Lücke im Talverlauf rechtwinkelig über dem Pferdekopf nach Neunkirchen abbiegt, es ist wahrscheinlich, dass die erwähnte Lücke dem Verlauf des Konglomerats unter dem Alluvialboden des Tales entspricht; die in der Karte projektierte Störung Linie ist nur der allgemeine Ausdruck kleiner Zerstückelungen an dieser scharfen Umbiegung. Diese setzt sich auch nach der Innenregion der Bergkuppe fort — so zeigen z. B. die Schichten in dem Kern der deutlichen Anti-

klinallagerung an dem Höhenweg von Neunkirchen nach der Mündungsstelle Gimbsbach-Spelgenbach stellenweise ein Einfallen von 80° , während an dem Köpfchen neben dem Spelgenbach nur 30° zu beobachten sind.

Die Tiefbohrungen haben nach A. LEPLA noch mehrere Störungen beobachten lassen; die erste Bohrung am Wildfrauenloch erwähnt eine Störung zwischen 281—283, deren mechanische Wirkungen sich noch in der Tiefe fortsetzen; ich glaube, dass es sich hier um jene kleinen Störungen handelt, die ohne bedeutende Verwurfshöhe doch durch zufällige Kreuzungen das Gestein sehr zerstückeln. Die Bohrung am „gelben Wasser“ zeigt drei verschieden geneigte Gebirgsblöcke, die wahrscheinlich durch zwei Störungen getrennt sind, von denen jene an der Basis des mittleren Komplexes (zwischen 470—540) am Kernmaterial deutlich ist; dem Einfallen nach von $10—15^\circ$ ist es undenkbar, dass die Schichten dieser Teufe an irgend einer Stelle an die Oberfläche kommen. Jedoch ist die Möglichkeit zu erwägen, dass die grosse Querverwerfung, welche den gesamten Kellerhäuszug des Felskonglomerats von dem Heidenkopfszug (dem ganzen südöstlichen Sektor des Berges) trennt, bei geringem Einfallen nach N. das Bohrprofil durchschneidet; dann würden hier Schichten viel grösserer Teufe unter Schichten höherer Regionen folgen, da die Verschiebung des Alte Burg-Heidebergzugs („Verwerfung ins Hangende“) einer vertikalen Hebung entspricht, deren Sprunghöhe ja viel grösser ist, als die verursachte Seitenverschiebung, die das ausstreichende Querband einer Schichtfläche dabei erfährt¹⁾ (in diesem Falle schon über 600 m). Je flacher aber ein Schichtenkomplex einschiesst, desto grösser wird einerseits bei gleicher Vertikalerhebung der Betrag der seitlichen Verschiebung des ausgehenden Bandes, desto höher muss er andererseits gehoben worden sein, um z. B. innerhalb einer Kuppe in die Höhenlage von Schichten zu kommen, die bei bleibendem steilerem Winkel von selbst dahin austreichen. Nun fallen in dem Bohrloch die Schichten der mittleren Folge zwischen $10—15^\circ$ (die darüber mit 30° , die darunter mit $45—55^\circ$); es ist dieses flache Einfallen wahrscheinlich eine Neigung, die in der grossen Südwestscholle des Berges der Kuppenumbiegung der Schichten in grösserer Tiefe nahe liegt, deren Achsenlinie ebensowenig immer als rein vertikal angenommen werden muss, als dass für physikalisch sich verschieden verhaltende Komplexe die Kulminationen überhaupt in einer Geraden liegen müsse;²⁾ diese Schichten hätten also eine bedeutende relative Hebung erfahren. Wenn nun A. LEPLA meint, dass es nicht von der Hand gewiesen werden könnte, dass dieser Schichtenblock etwa den unteren Ottweiler angehöre,³⁾ so könnten die tektonischen, auf die Ermittlung des Verwerfungsverlaufs gegründeten Erwägungen diese Ansicht nur stützen, zugleich aber die Auffassung v. GÜMBELS von dieser Seite empfehlen, dass die Umgebung des Spelgenbachs, also die Südwestscholle des Berges, unter den gegebenen Verhältnissen der geeignetste Platz für eine fernere Bohrung wäre.

Die Voraussetzung für diese Überlegung wäre die Annahme eines nördlichen Einfallens jener Verwerfung; eine solche haben auch die übrigen dieser grossen Verwerfung homologen Störungen auf der Nordseite des Berges (vgl. das Kapitel: Die Quecksilberbergwerke am Potzberg in tektonischer Beziehung). Die neben der neuen Bahnüberführung vom Bahnhof Altenglan nach der Mühlbacher Brücke am Fuss des Rammelskopf aufgeschlossene Verwerfung fällt mit 50° nach NO; sie steht offenbar mit der Dreikronenzugverwerfung in Verbindung und biegt bei flacher werdendem Einfallen nordwestlich vor. Eine weitere Möglichkeit wäre aber, dass diese selbe Verwerfung nach einer Entfernung von 130 m Teufe wieder das Bohrloch nach rückwärts durchschneidet, d. h. seine Neigung ändern würde. Über derartige Änderungen werden wir gerade aus den Bergwerken einige Daten beibringen; wir erinnern daran, dass die Verschiebungen wohl auf vorgebildeten Flächen stattfanden, Klufflächen aber sehr häufig Krümmungen und Biegungen aufweisen, ja auch Schollenbewegungen von durchkreuzenden oder abstossenden Klüften abgelöst werden, d. h. sich nicht überkreuz fortsetzen können, welche Möglichkeit auch hier vorliegt.⁴⁾

Es könnte also tektonisch gerechtfertigt werden, dass das in Rede stehende Bohrloch bei 470 m in einen ausgebauchten Teil der relativ stark gehobenen Südostscholle eintrat und diese bei

¹⁾ Vorausgesetzt ist hier gleiches Erosionsniveau oder der ideale Schnitt mit einer z. B. horizontalen Ebene (vgl. auch die Bemerkung über scheinbare Transversalverschiebungen in Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 169).

²⁾ Vgl. Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 131.

³⁾ Die von 715 m an nach LEPLA angeführten Unteren Ottweiler und Saarbrücker Schichten haben auch wieder das Einfallen von $10—15^\circ$.

⁴⁾ Das bewirkt, dass trotz vorwiegend vertikaler Schubwirkungen manchmal die Bewegungen seitliche werden, d. h. sich in Flächen mit liegenden Rutschstreifen äussern, vgl. Kap. XIII: Dreikönigszug.

540 m wieder verlässt, was auch die auffällige Mächtigkeitszunahme der mittleren Ottweiler Stufe als eine scheinbare erklären würde.

2. Bau und Störungen der Ummantelung des Schichtenkernes.

Die Ummantelung des Potzberges beginnt mit den obersten Ottweiler Schichten und endet in weiterem Umkreis mit den oberen Odenbacher Schichten (untere Obere Cuseler Schichten); gegenüber der ziemlich einheitlichen Kernmasse ist sie sehr verschieden gestaltig. Die Schichten fallen zwischen 16 und 25° ein, also im allgemeinen schwächer als die Schichten der äusseren Potzbergkuppe.

Die am ungestörtesten erhaltene Strecke ist zwischen Ländstel-Matzenbach und Theisberg-Stegen; in Zusammenhang gebliebene Breitenbacher Schichten und Untere Cuseler Schichten sind nur an der starken Umbiegung bei Matzenbach selbst in einem östlich etwas gesenkten, westlich etwas gehobenen Keil gestört. Bei Theisberg-Stegen äussert sich die grosse Verwerfung am südlichen Abschluss des Felskonglomeratzugs vom Kellerhäusl in einer strahlenförmigen und keilförmigen Zerstückelung eines Segmentes des Mantels, welche hier sowohl durch die verschiedenen physikalischen Eigenschaften der übereinander folgenden Schichtenkomplexe, als durch das Ende der Melaphyreinschaltung des Remigiusherges zerlegt, modifiziert und durch streichende Störungen abgelöst ist. Diese streichenden Störungen äussern sich besonders auf der Südwestseite des Berges zwischen Rehweiler und Etschberg und zeigen, als Leitschicht angeführt, eine Schuppenstruktur mit dreifacher Wiederholung der Kalkflötze der mittleren Unteren Cuseler Schichten, also eine relative Emporhebung der äusseren Längsschollen, was ja auch für die liegende Potzbergschichtenscholle des Heidenkopfzuges besonders gegenüber den nördlichen Schollen gilt.¹⁾

Am südöstlichen Segment der Ummantelung machen sich desgleichen streichende Störungen bemerkbar; sowohl am Ländstel zwischen Potzbergschichten und Breitenbacher Schiefen, als bei Neunkirchen, wo die Breitenbacher Schichten in ausserordentlicher Nähe an das Felskonglomerat der Potzbergschichten, zum Teil offenkundig diskordant, anstossen.

Wir haben es hier bei der Annäherung an die grosse Senkung auf dem Osthang des Berges gleichfalls mit Senkungen zu tun und wie die relativen Hebungen auf der Westseite zusammengeschart sind, so ist es auch hier in den Senkungen.

Am Ländstel erscheint zwischen Unteren Cuseler Schichten: untere Abteilung und obere Abteilung die mittlere aus der Folge der Schichten eliminiert; bei Neunkirchen, in der Nähe des Auslaufens der grossen Ostsenkung, fehlen zwischen Breitenbacher Schiefen und unteren Oberen Cuseler Schichten (Odenbacher Stufe) die Unteren Cuseler vollständig.

Die ersterwähnte Elimination sieht auch unschuldiger aus als sie ist; die hier austreichende Verwerfungslinie lässt in ihrem Verlauf nach Westen im Hangenden des nördlichen Komplexes zuerst noch die beiden oberen Teilstufen und im weiteren Hangenden noch Odenbacher Schichten auftauchen; jenseits dieser treten wieder obere Untere Cuseler auf, welche als der Nordflügel jenes gestörten Sattels von Unteren Cuseler NW. von Glan-Münchweiler und der nördlich daranstossenden weniger gestörten Mulde mit Odenbacher Schichten in der Synklinale anzusehen sind.

¹⁾ Über die aus dem Verhalten der Styolithen zu schliessenden tektonischen Folgerungen vgl. oben die Charakteristik der mittleren Unteren Cuseler Schichten.

Man erkennt aus alledem, dass die Verwerfung am Ländstel nur eine scheinbar unbedeutende ist, dass hier in der Tat durch die beiderseitigen Unterbrechungen tektonische Vorgänge von bedeutenden Folgen anzunehmen sind.

Wir fragen, ob in der Umgebung weitere Anzeichen solcher aussergewöhnlicher Gebirgsbewegungen, welche auf gleiche Ursachen zurückgeführt werden könnten, vorliegen.

IV. Besonderheiten im Bau der südlichen Grenzzone von Oberem und Unterem Rotliegenden.

Es wurde oben erwähnt, dass die den Potzberg nördlich und südlich begrenzende, von SW. nach NO. verlaufende Zone von Oberen Cuseler und Lebacher Schichten als das Liegende des Grenzmelaphyrs und Ober-Rotliegenden zugleich den äussersten Schichtenrand des Pfälzer Sattels bildeten, ferner soweit das Untere Rotliegende in Betracht kommt, gleichsam und in gewisser Ausdehnung auch den des „Pfälzer Sattels vor Ablagerung des Ober-Rotliegenden“; es zeigen sich aber sehr bemerkenswerte Verschiedenheiten zwischen dem Nordrand und dem Südrand, die sich schon darin kund tun, dass in der an den Sattel sich nördlich anschliessenden Mulde (in der westlichen Primsmulde) in nur beschränktem Umfang die Trias zur Ablagerung gelangte. Diese Eigenheiten wurden schon in den Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken S. 169—195 von mir im unmittelbar südwestlichen Nachbargebiet des Blattes Potzberg berührt.

Vor allem wurde eine grosse Anzahl streichender, zum Teil nicht genau zu verfolgender Störungen in der Verbreitzone der Oberen Cuseler und Lebacher Schichten eine Verschmälerung ihrer Längerstreckungen, ja auch das des Grenzmelaphyrzugs betont, von denen eine Längsstörung besonders auf einen Zusammenhang mit der Längenausdehnung der Steinbacher Verwerfung hinweist (S. 169). Auf S. 172 wurde aus Anzeichen der Schichtflächen festgelegt, dass manche der vorher normal nach S. einfallenden Gesteinskomplexe ihre Unterflächen nach oben richteten; es müssten also kleine Sattelungen, vielleicht nur Schleppungsumbiegungen an Störungen, dem Streichen nach durch die Masse hindurchgegangen sein; dann wurde S. 169 und 173 erwähnt, dass die Komplexe in der Nähe des Grenzmelaphyrs, zum Teil auch dieser selbst, und seine ihm angelagerten jüngeren Schichten statt ein normales Antiklinalverhalten, ein widersinniges Einfallen hätten, so dass man, vom Grenzmelaphyr nach Norden zu die Höhen aufsteigend, statt mit Südeinfallen vielmehr mit Nordeinfallen bis zu 60° , also stets im scheinbaren Hangenden auf tiefere Schichten komme.

Diese überkippte Lagerung wurde zuerst zwischen Sand und Ohmbach, im Börsborner Tal, in den Lebacher und Oberen Cuseler Schichten bei Nanzweiler und Bettenhausen-Niedermohr beobachtet und in dem Kartenblatt Zweibrücken eingetragen; ganz vorzüglich frische und zum Teil tief in den Berg hineingeschnittene Aufschlüsse gewährten in neuerer Zeit die Bahneinschnitte Glan-Münchweiler—Homburg vom Zusammenfluss von Glan und Mohrbach an vier Stellen in den Oberen Cuseler- und Oberen Lebacher Schichten, so dass über Sicherheit und völlige Unberührtheit dieser auffälligen Erscheinung nicht der mindeste Zweifel sein kann. Es liess sich sogar durch die frischen Aufschlüsse feststellen, dass diese überkippten Schichten durch spätere kleine Quer-

verwerfungen zerstückelt, durch jedenfalls tertiäre Vertikalbewegungen im Ausstreichen nach N. bzw. S. parallel mit sich verschoben erscheinen.

Die Zone dieser Überkippung ist eine auch in der Länge einheitliche Masse, die hier 150 und 200 m breit ist; sie setzt sich südlich vom Potzberg fort und erreicht zwischen der Dietelsberghöhe (SO. von Matzenbach) und Reuschbach eine höchste Breite von 700 m, verschmälert sich von da an über Fockenberg mit 500 m Breite über die Leuchthöhe und Finkenberg in der Richtung nach der Heidenburg; östlich vom Reichenbach ist sie indessen schon nicht mehr festzustellen.

Die Gesamtlänge beträgt daher ungefähr 13,75 km und entspricht völlig der gestörten, mehr im Innern liegenden Zone zwischen Sand und Oberstauenbach. — In der auf vorliegendes Kartenblatt fallenden Verbreitung ist die Überkippung an kleinen Steinbrüchen, im kompakten Schichtenverband an Wegen und Aufschlüssen auf der Höhenfläche gut aufgeschlossen, an Stellen, wo jede Missdeutung ausgeschlossen ist. An der Leuchthöhe ist an der oberen Grenze nach dem normal südlich einfallenden Komplex von Lebacher Sandsteinen in Lebacher Schiefen mit Toneisenstein das in Taf. II Fig. 13 dargestellte Profil aufgeschlossen; es zeigt eine mit 65° nach NW. einfallende überkippte Fältelung auf eine Länge von ungefähr 11 m.

Das Auffällige an diesen Erscheinungen ist nun die Tatsache, dass die Überkippung im fortlaufenden Profil stattfindet, dass man, von Norden nach Süden vorgehend, zuerst ein Steilerwerden, dann eine saigere Stellung, darauf die Überkippung beobachtet; ebenso dass von Süden, vom Melaphyrlager aus, öfters zuerst senkrecht stehende Schichten, dann erst mit 80° und weniger nach N. einfallende beobachtet.¹⁾ Nur an der erwähnten Stelle, NO. von Fockenberg, an der Leuchthöhe, fallen die jene überkippte Fältelungsregion zunächst begrenzenden Sandsteine der Unteren Lebacher in normalem Einfallen nach Südosten ein: hier ist also die Diskordanz sehr gross, woraus vielleicht die relative Stärke der erwähnten Erscheinung zu erklären ist.

Wie ist nun die Lagerungsstruktur dieser partiellen Überkippung im Verlauf eines einzigen Schichtenprofils vorstellbar zu machen? Wollte man, von der Oberfläche ausgehend, die zu beobachtenden verschiedenen Einfallen in die Tiefe oder Höhe fortsetzen, so würden die Grenzsichten der einzelnen verschiedenen einfallenden Komplexe einerseits nach der Tiefe zu divergieren, d. h. im Innern bestehende Hohlräume begrenzen, andererseits müssten sich solche Winkelschluchten vor der Erosion in der jetzigen Luftfortsetzung gebildet haben, wie dies Taf. II Fig. 15a schematisch darstellt. Etwas derartiges kann aber weder theoretisch begründet, noch für die vorliegenden Verhältnisse angenommen werden. Dann läge die Möglichkeit vor, dass die flacher liegenden Schichtungsflächen die Bewegungsflächen von Überschiebungen und Verrutschungsvorgängen wären, dass daher Teile der Schichtkomplexe einerseits von der Oberfläche versunken, andererseits der Erosion ganz anheimgefallen wären, so dass also alle Formationsabteilungen wohl vorhanden, aber an Mächtigkeit vermindert sind. Endlich könnten die steileren Flächen als streichende Bewegungsspalten aufzufassen sein, was bezüglich der Mächtigkeits-

¹⁾ Dies konnte während des Baues der oben genannten Bahneinschnitte genau festgestellt werden.

verminderung ähnliche Wirkungen hätte.¹⁾ Allem Anschein nach liegt letzteres vor, wie dies auch in Taf. II Fig. 12 an einem auffälligeren Beispiel dieser Störungen (vgl. Blatt Zweibrücken) am Galgenbest, W. von Dietschweiler, dargestellt ist (vgl. auch Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 123 Anm. und S. 174), wo allerdings das Mass der Überkipfung örtlich geringer ist.

Die Überkipfung erstreckt sich aber nun nicht nur bis zum Grenzmelaphyr, sondern auch ins Ober-Rotliegende, in die nächst hangenden Schichten des Grenzlagere. — Bei Nanzweiler haben wir stellenweise senkrechte Stellung der südlich des Melaphyrs liegenden Tonsteine; etwas weiter südwestlich taucht eine Melaphyrmulde nördlich der in den Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 174 beschriebenen, in der Karte noch nicht eingezeichneten Verwerfung auf; der dieser nahe gelegene Südflügel hat normales Einfallen nach NW. mit 15—30° (Tonsteine am Bahnhof von Dietschweiler). Die gleichfalls dem Südflügel angehörigen, reichlich (wie auch die roten Schiefertone) Hygrophilit führenden Tonsteine, südöstlich von Gries (gegen Buntsandstein abgesetzt), fallen mit 35° nach NW.

Dies ist das normale Verhalten der Muldenlagerung und entspricht auch dem Einfallen des südlich der Verwerfung zwischen Kirchmoor und Dietschweiler auftretenden Sattels. — Anders verhält es sich mit dem Nordflügel; am Ausgang des westlich von Börsborn in den Glan mündenden Kumentals hat der Grenzmelaphyr ein Einfallen von 80° nach NW. (nach begleitenden Tuffschichten); am Galgenbest fällt seine Liegendgrenze zu den roten und grauen Tönen der Olsbrücker Stufe (mit schwachen Tonsteinbänkchen) mit 80° nach NW., also dem obersten Unter-Rotliegenden zu (Taf. II Fig. 15); ebenso fallen W. von Dietschweiler die eigentlich hangenden, reichlich Melaphyrgerölle führenden tuffigen Sandsteine zu beiden Seiten des von der Strasse nach Börsborn durchquerten Talausgangs mit nur 30° nach NW., also dem Sinne nach unter den Grenzmelaphyr ein; ebenso die nach der Dietschweiler Mulde an der neuen Glanböschung liegenden, zum Hangenden des Melaphyrs gehörigen, grosse Butzen von Hygrophilit führenden Schiefertone und Kieselknollen führenden Tonsteinbänke.

Diese alle zum Nordflügel dieser kleinen Grenzlager-Mulde gehörigen Einzelschichten haben nicht das zu erwartende synklinale Einfallen nach SO., sondern das entgegengesetzte nach NW., d. h. das der Umkipfung der Schichtenfolge, die jüngeren nach unten und die älteren nach oben zu; der Nordflügel der Mulde des tieferen Ober-Rotliegenden ist also auch noch in diese tektonische Störungsregion hereingezogen. Es ist das freilich nur möglich, wenn der Nordflügel gegen den Südflügel selbst noch durch Spaltentektonik begrenzt, d. h. schollenartig beweglich ist. Während aber die Schichten N. vom durchschnittlich steil gestellten Grenzmelaphyr überkippt scheinen, glaube ich, dass die Schichten des oberrotliegenden Mulden-nordflügels eine einfache Wendung nach Norden angenommen haben.²⁾ Die über-

¹⁾ Während bei der vorhergehenden Annahme eine sehr starke Konvergenz der Schubflächen nach innen und unten auf einen Ausgangspunkt der einheitlichen Bewegungsart in geringer Tiefe hindeuten würde, liesse die letzte Annahme die Bewegungen nahezu parallel aus grösserer Tiefe parallel dem Schichtenstreichen sich in der Höhe fortpflanzen.

²⁾ Das Mass der Drehung der Schichten wäre für beide Komplexe in diesem Falle ziemlich gleichmässig; bei einem Südeinfallen des Unter-Rotliegenden von z. B. 45° würde eine Überkipfungswendung von 70° auf eine Winkelbewegung von 65° schliessen lassen; das viel flacher einfallende untere Ober-Rotliegende würde bei einem ins Entgegengesetzte verwendeten Einfallen z. B. von 30° nach S. und 30° nach N. auch nur eine Winkelbewegung von 60° machen, bei einer regelrechten Überkipfung aber eine solche von 120°.

kippten Schichten sind gleichmässig mit den nicht überkippten von der Trias bedeckt, seien es solche des Unter-Rotliegenden oder unteren Ober-Rotliegenden, welche letzteren erst nach dem mittleren Ober-Rotliegenden gefaltet sein konnten: erst dann mussten sie von der in ihren Bewegungen gänzlich mit der Faltung unvereinbaren Überkipptungserscheinung betroffen worden sein.

Dies gibt uns zugleich den Beweis, dass diese Störungsepoche nicht permisch, sondern praetriadisch (vgl. Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 174) ist. Das nächste und letzte weiter südöstlich auftretende, unter der Trias her auftauchende Stück des Grenzlagere zeigt sich bei Waldmohr an untere Untere Cuseler Schichten angelagert, es ist aus der Streichrichtung des besprochenen Zuges nach NW. vorgerückt, statt dass es der Verbreiterung des Karbonsattels nach weiter südöstlich aufträte; diese Vorrückung nach dem Sattellinnern entspricht einer sehr starken Senkung, die einerseits in ähnlicher Weise die Reihe der Lebacher und Cuseler Schichten ganz verschwinden lässt, wie wir das in geringerem Masstabe von der oben besprochenen Überkipptungszone dargelegt haben, als auch andererseits eine Anlagerung des Grenzlagere an die Unteren Cuseler Schichten bewirkte. In dieser Lagerung sieht man daher die Störungsphänomene der Dietschweiler-Fockenberger Zone nur noch gesteigert und erkennt in ihr den Beginn der gewaltigen Absenkung jenes grossen südwestlichen Teiles des Südflügels des Sattels von Karbon, Unter-Rotliegendem und unterem Ober-Rotliegendem, welche der Transgression der Trias nicht nur vorgearbeitet, sondern sie verursacht hat. —

Es ist nun die Frage, ob diese Senkungen, ohne welche sowohl die eigentümliche Lagerungsstruktur der überkippten Zone nicht zu denken und auch nicht zu beobachten ist, zugleich auch als die Ursache der Überkipptung angesehen werden können. — Es ist kein Zweifel, dass die oberrotliegende Randscholle aus der Art der übrigen Überkipptungen herausfällt, im anzunehmenden einfachsten Falle der Bewegung eine Umkipptung aus flacher Lagerungsneigung nach S. in eine solche nach N. und keine Überkipptung nach S. erlitten hat; dies sieht aus, als ob sie bloss einem grossen Senkungsvorgang, der N. von ihrem Verlauf eintrat, nachgefolgt wäre, dessen Schwergewicht die Schichten der oberrotliegenden Scholle in einer Horizontalachse nach N. gedreht und geschleppt hätte. Zu den übrigen Anzeichen einer vertikalen Bruchspaltenbewegung träten daher auch die Anzeichen wichtiger Folgen einer solchen hinzu; es ist aber nicht angängig zu glauben, dass zwei so verschiedenartige Bewegungen einem einzigen Senkungsvorgang entstammen konnten: ich glaube daher die Ansicht aussprechen zu dürfen, dass die Überkipptung und die Bruchsenkungen zwei zeitlich und örtlich verschiedenen Vorgängen zuzuschreiben sind. Zunächst läge es, die Überkipptung der ersten Sattelbildung zuzuschreiben, indessen (vgl. unten Kap. VIII S. 123) zeigt sie keine Beziehung zu der queren Sattel- und Muldenbildung im Innern des Sattels, sie zeigt sich durch diese nicht verändert; wie auch aus anderen Überlegungen hervorgeht, scheint daher diese die ältere zu sein, da an eine gleichzeitige Entstehung beider: d. h. eine Rückbiegung der randlich gelegenen Schichten nach innen und unten, wo einerseits eine quere Einbiegung des Sattels nach unten, andererseits eine Aufbiegung nach oben auftreten — nicht zu denken ist. — Es ist daher in hohem Grade wahrscheinlich, dass die Überkipptung eine Begleiterscheinung jenes das mittlere und untere Ober-Rotliegende noch zu flachen Sätteln und Mulden biegenden Seitendruckes war, der hier an der Stelle der queren (Steinbacher) Einbiegung und der Kuppenerhebung des Potzbergs sich staute, daher die randlichen Schichten des

unterrotliegenden Sattels, die hier ursprünglich offenbar schon etwas steiler standen (eine Flexur bildeten) als sonst zu beobachten ist, zur teilweisen Überkippung brachten. Die prätriadischen Bruchspalten-Senkungen haben dann im Streichen die verschiedenen Biegungsregionen dieser äusseren Randzone durchsetzt und die verschiedenen Längsschollen dem Streichen nach so nebeneinander gesetzt, wie sie noch jetzt zu beobachten sind.

Eine Analogie unseres Störungsgebietes, das ost-südöstlich vom Potzberg ausläuft, mit der grossen Südflügelabsenkung zeigt sich auch in Einzelheiten; wie bei Waldmohr die parallelen Störungen oberflächlich eng zusammenlaufen müssen, um die grosse Absenkung zu verursachen, so zeigt sich nach Bexbach und Wellesweiler zu ein System neuer Störungen, das noch mehr ins Innere rückt, von denen wieder der nördlichste Sprung, wie das auch besonders LEPPLA bezüglich des südlichen Querschlages der Grube Nordfeld betont, ein Bündel von Störungen ist; dieses nördliche Sprungsystem ist vielleicht ein verworfenes Stück des bei Wellesweiler auslaufenden südlichen Hauptsprungs, der auch aus mehreren Störungen besteht und nach LEPPLA engsten Anschluss an die Störungserscheinungen bei St. Ingbert aufweist. Hierselbst tritt nun eine Erscheinung auf, die besonders als eine durch die tertiären Nachsenkungen etwas verdunkelte und verwickeltere Homologie des Störungsphänomens südlich vom Potzberg aufgefasst werden kann. Eine Bohrung bei Elversberg hat — nach LEPPLA unmittelbar neben dem im Buntsandstein zu verfolgenden Hauptsprung — unter dem Buntsandstein eine beinahe 300 m mächtige Schichtengruppe aufgeschlossen, welche nach LEPPLAS (l. c. 1904 S. 56) Auffassung Ottweiler Schichten sind; eine Bohrung im Rischbach hat N. vom Hauptsprung in gewisser Tiefe zwischen zwei Komplexen von Saarbrücker Schichten eine Schichtenreihe aufgeschlossen, welche nach PORONIS Florenbestimmung desgleichen Ottweiler Schichten sind, die aber dem Einfallen nach unter die unteren Saarbrücker Schichten einschliessen, anscheinlich also noch ältere Schichten darstellen müssten. — Wenn nun auch an einzelnen Stellen der südliche Hauptsprung, wie wohl alle Sprünge in der Dietschweiler-Fockenberger Störungszone, vertikal ist, so sind doch streichende Verschiebungen und Versenkungen in und an seinem Verlauf nicht ausgeschlossen, jedenfalls auch nicht Umkehrungen in dem Einfallen der ursprünglich nach SO. (d. h. hier antiklinal zunächst der Fortsetzung der Sattelachse) einfallenden Schichtenkomplexe wie bei Dietschweiler. Diese eigentümlichen Schichtbewegungen müssen aber auf eine nicht ganz gewöhnliche Ursache zurückgeführt werden und man kann daher LEPPLA beistimmen, wenn er die Möglichkeit in Betracht zieht, dass eine ältere kulmische Störung im Untergrund den Ursprung solcher Senkungen bilde.

Hierfür scheint es mir wichtig, daran zu erinnern, dass LEPPLA auch auf deutliche Überschiebungserscheinungen im Devon aufmerksam macht (vgl. Geol. Skizze etc. 1904 S. 8). Nachträgliche Bewegungen auf solchen können bei den verschiedenen gerichteten Klüften des diskordant darüber lagernden Gebirges sehr verschiedenartige Bewegungen längs einer Hauptstörungszone verursachen. Zum mindesten glaube ich mit jener bei St. Ingbert die eigenartigen Lagerungsunregelmässigkeiten der Föckelberg-Dietschweiler Störungszone in gewisse Beziehung setzen zu dürfen.

Zu der LEPPLA'schen Feststellung, dass auf diesen grossen Randstörungen noch tertiäre Nachschübe stattfanden, habe ich noch auf eine tertiäre Parallelstörung bei Neunkirchen aufmerksam gemacht (vgl. Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 45 und 168), endlich auf die nördlich von dem Überkippungsgebiet und in einem gewissen Zusammenhang damit liegende grossen Steinbacher Verwerfung, welche auch eine zum grossen Teil tertiäre Absenkung ist und der eine gleichfalls streichend verlaufende tertiäre Störung im Ober-Rotliegenden südlich der Überkippungszone an die Seite zu setzen ist.

Diese Steinbacher Störung hat aber eine vicariierende Fortsetzung, die südlich vom Ländstel und südöstlich vom Potzberg, zwischen Neunkirchen und Oberstaufenbach, hinstreicht, westlich von Föckelberg nach Norden zu umbiegt, vorher aber durch eine streichende Abzweigung von Neunkirchen her durchschnitten wird und nachher in der Nähe des Hochbusch im Parallelverlauf mit dieser durchschneidenden Spalte ihre Bewegungen quer über der Mulde zwischen Hermannsberg und Potzberg fortsetzt, von wo sie dann in das dominierende Streichen der Schichten des Südhangs des Hermannsbergs ausläuft (vgl. unten Kap. XI).

Wir sind daher zu dem Schlusse berechtigt, dass, soweit das Überkippungsgebiet reicht, auch die mehr und weniger grossen Wirkungen von mit diesen parallel laufenden tertiären Störungen reichen und solche auch in der die Mulde zwischen Potzberg und Hermannsberg durchkreuzenden

Verwerfungen anzunehmen sind; auf eine nicht unwichtige Ergänzung dieser Anschauung kommen wir im nächsten Kapitel zurück auf die Tatsache, dass nämlich diese Störungslinie durch das Auslaufen einer tertiären Verwerfung ausgelöst wird.

V. Tektonische Orientierung der Potzbergkuppe und ihrer näheren Umgebung im Pfälzer Sattel.

Durch die in den vorigen Kapiteln auseinandergesetzten Lagerungsverhältnisse im Süden des Potzberges ist wenigstens nahegelegt, dass diese Gegend der Spielraum sehr grosser älterer Senkungen gewesen ist, deren verhältnismässig grosse Tiefenstufe durch die Wahrscheinlichkeit von in tertiärer Zeit noch nachfolgenden Verschiebungen in gleichem Sinne erklärlich ist. Der Stelle, wo daher im Osten die unteren Odenbacher Schichten an oberen Potzbergschichten anlagern, entspricht somit ein sehr tiefes Hereinreichen der Oberen Cuseler Schichten in die an und für sich breite Schichtenmulde zwischen Potzberg einerseits und Hermannsberg-Potschberg andererseits, welche man nach dem Auftreten von Porphyry in ihrem Kern im Bruderwald — die Bruderwaldmulde — nennen kann. In diese Mulde hereindringend, transgredierte offenbar schon die Trias bei Fockenbach nach Reichenbach zu über ausstreichende Schichtenköpfe von Lebacher Schichten, wenn es auch kein Zweifel ist, dass tertiäre Verwerfungen bei Fockenbach und an der östlich entsprechenden Stelle bei Kollweiler (südöstlich von Jettenbach) noch in dieser jüngeren Zeit kleinere Nachsenkungen der Trias (zum Teil in der Nähe von prätriadischen Verwerfungen) verursacht haben. W. von Niederstaufenbach haben wir noch eine weitere Senkung von Unteren Cuseler Schichten an Obere Potzbergschichten mit Elimination der Breitenbacher Schiefer, deren Verwerfungsspalte nach den Aufnahmen von v. AMMON und BURCKHARDT in der Nähe der Vereinigung vom Bosenbach und Reichenbach den Bruderwald (mit Nordeinfallen?) überschneidet und streichend in den Ottweiler Schichten zwischen Hermannsberg und Potschberg nach NO. zieht. Dass diese Störung, welche hier in grosser Sprunghöhe Untere Cuseler Schichten an obere Potzbergschichten niedersenkt, sich nach Essweiler hin zu verlieren scheint, ist offenbar nur dadurch möglich, dass nach C. BURCKHARDTS Einzeichnung zwischen Jettenbach und Essweiler zwei Störungen im Sinne einer stufenweisen Senkung der Schichten nach Essweiler zu als „stellvertretende“ Verwerfungen auftreten, welche, nach der Hauptverwerfung hin konvergierend, diese vertreten und ihre Bewegungen zerteilt haben. C. BURCKHARDT hat zwischen dem mittleren eingesunkenen Komplex und der Potschberg-Melaphyrmasse keine Linie der Störungsanlagerung angenommen, aber auch keine Kontaktanzeichen angegeben; es könnte demnach die Frage auftauchen, ob der Ausbruch der Potschbergmasse an diesen Dislokationen schuld war, wenn auch die Form der Masse und die Art der Hebungen durchaus gar keine Beziehung zueinander erkennen lassen.

Gegen diese mögliche Auffassung ist einzuwenden, dass die erwähnten Störungen allzu deutlich in ihrer Konvergenz nach der grossen Querstörung sich als Ablösungsdislokationen dieser in gleichsinnigen Bewegungen kundtun, dass sie (vgl. oben S. 105—110) nur die äussersten Nachbruchsbewegungen der grossen Störungsgruppe darstellen, welche im Süden und Südosten des Potzberges und weiter nach SW. zu ihren Schwerpunkt besitzt, ohne irgend welche Beziehungen zu Eruptivmassen zu verraten, dass diese in NO.-SW. laufenden Störungen die Schichten streichend und quer durchsetzen, je nach der Richtung, in der diese Schichten

schon vorher verliefen, dass sie also sowohl die Existenz der Bruderwald-Bosenbacher Schichtenmulde, ja sogar den Faltenwinkel zwischen Hermannsberg, Königsberg und Potschberg, wohin sie auslaufen, als Widerlager voraussetzen.

Zu bemerken ist, dass diese in Rede stehenden schwächeren Querverwerfungen jenseits von den oben schon erwähnten tertiären NW.-SO.-Störungen abgelöst zu werden scheinen, die südlich von Jettenbach in die Verbreitung der Unteren Cuseler hereinzieht und, wie es scheint, in der von BURCKHARDT in dem Talgrund bei Bosenbach (Ort) orientierte, mehr streichende Störung ausläuft; hierdurch ist auch der ganze Kreis der noch tertiären Verschiebungswirkungen geschlossen (vgl. S.109).

Wir haben oben ausgesprochen, dass die Mulde zwischen Potzberg und Hermannsberg — die Bruderwaldmulde — älter sei als die Verwerfung, die sie durchquert; wir sehen dies daran, dass diese Störung zwei Teile aneinandersetzt, einen schmaler gemuldeten nördlichen Abschnitt und einen breiteren südlichen; der letztere müsste dem Zusammenhang der Störung mit dem oben behandelten Senkungsgebiet nach ein abgesunkener Teil sein, was auch durch die grössere Breite dieses Muldenabschnitts gemäss der Divergenz der Schichten nach oben und aussen bewiesen ist.

Bezeichnend ist auch die Einbiegung der Störung in das dominierende Streichen der Schichten der Südseite der Hermannsbergkuppe, ebenso wie das westlich der Mulde von Fockenberg ausgeprägte allmähliche Einkrümmen der Hauptverwerfung aus der SW.-NO.-Richtung in die reine N.-S.-Richtung unmittelbar vor der im Generalstreichen des Gebirgs erfolgenden Durchquerung der Bruderwaldmulde; also ein Einbiegen tangential zur Potzbergkuppe.

A. LEPLA glaubt, entgegen unseren kurzen Ausführungen in Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 129, 131 und 173, dass die Quereinbrüche in den Sattel durch grabenartige Einsenkungen an SO.-NW. gerichteten Verwerfungen stattgefunden hätten (l. c. 1904 S. 53), gesteht aber zu, dass „ihr unmittelbarer Anschluss an die Aufwölbung des Sattels, vielleicht sogar ihre gleichzeitige Entstehung, sich aus dem Umstand ergibt, dass sich das Streichen der Schichten gegen die Quereinbrüche zu dreht und dass sich die Sattellinie gegen sie senkt“. Was die Senke zwischen Potzberg und Hücherberg betrifft, so kommen wir darauf gleich unten zurück. Das Einkrümmen der Hauptverwerfung in der Quermulde O. von Potzberg und der Richtungstendenz aus dem Schichtstreichen nach dem Schichtstreichen sogar quer über die verschmälerte Mulde hinüber nach dem dominierenden Streichen am Hermannsberg beweist, dass, wie wir dies noch mehrfach feststellen können, die wichtigste Verwerfung sich eben nach dem Streichen richtet, d. h. die Mulde ebenso voraussetzt, wie es für die Durchquerung gilt (vgl. unten); was für die Hauptverwerfung recht ist, das gilt auch für die Nebenverwerfungen und ihre vicariierenden Parallelverschiebungen. Wir sehen in der Gesamtgruppierung dieser Störungen kein zufälliges Zusammenkommen, sondern einen inneren Zusammenhang, so dass die Bewegung an einer Kluffläche mit Notwendigkeit die gleichzeitige Bewegung an anderen in deutlichen Nachbar- und Beziehungsgebieten liegenden erfordert, deren Eigentümlichkeiten lediglich durch die vorauszusetzende Lagerungsart und petrographische Zusammensetzung der Massen, hier eine vorgebildete Mulde und völlig gefestete intrusive Massive von Eruptivgesteinen, bedingt ist. Auf dieses Massiv hin laufen auch von Osten her eine Anzahl von radialen Verwerfungen aus, die, zweifellos viel jünger als Melaphyre und Porphyre, durch deren die Schichtgesteine steil durchquerende bis flach durchschneidende,

pfelers, lager- und wandartig in die Tiefe gehende Massen in ihren Verlaufsrichtungen und ihren Stärken eine grosse Beeinflussung erfahren müssen.

Wir kommen nun, um die tektonische Bedeutung der Bruderwaldmulde völlig zu erkennen, noch zu den Verhältnissen des Pötzberges im Norden und Nordosten: hierüber ist in den Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken S. 104 schon nach C. BRAUNERS Revisionsaufnahmen Erwähnung getan. Es heisst da: „In der Brienzzone am westlichen und nördlichen Teile des Berges zeigen sich die an den radial laufenden Verwerfungen nördlich und nordöstlich gelegenen Schollenteile stets gehoben.“ Wir müssen hiervon allerdings die kleineren Dreikönigszugschollen ausnehmen und wollen hervorheben, dass es sich um eine relative Hebung handelt. Ich halte nämlich umgekehrt, dass der Schollenteil Friedelhausen-Bistrich am Westflügel der Bruderwaldmulde, einschliesslich des abgerissenen Stückes des Felsknolls merals am Schlechtenberg, SW. von Friedelhausen, und abgesehen von einer kleinen relativen Emporhebung gegenüber dem Hermannsberg-Königsberg, am meisten seine alte Lage beibehalten hat, darnach wären die westlichen Schollen tatsächlich gesunken. Schon innerhalb des Westflügels der Mulde hat C. BURCKHARDT gleichsinnige Störungen nachgewiesen unmittelbar bei Friedelhausen und bei der Kalmit nach dem Bistrichwald zu: es ist ganz gleichgültig, ob man die dort mitten in der Verbreitung der Breitenbacher Schiefer auftretenden Konglomerate als Pötzbergschichten, wie BRAUNER meint, oder als Untere Cuseler Konglomerate betrachtet, immer bleibt die Tatsache der relativen Hebung der Ostscholle bestehen.

BURCKHARDTS Deutung des Kalmitmerals hat wie ich mich überzeuge, ihre Berechtigung. Was das Einfallen der Verwerfungen betrifft, so zeigt die die Friedelhauser Scholle westlich begrenzennde grosse Schrägung NNW. v. U. nur ein Einfallen auf einen Verlauf, der auf ein westliches Einfallen schliessen lässt. An der Durchdringung dieser Verwerfung mit dem Gattersbach ONO. Abenglan zeigt sich ein dem Talensystem entsprechendes Vorbiegen der Verwerfung nach Westen in der Karte nachträglich in gewöhnlicher Linie eingetragen; neuere künstliche Aufschlüsse zur W. von Abenglan beweisen die tatsächliche Erstreckung der Pötzbergschichten in der angegebenen Linie nach W. v. U. Der Verlauf der Schrägung am Schlechtenberg beweist das westliche Einfallen der Schrägung. Am Felsknoll NN. Abenglan ist an dem Melaphyrbruch eine nach S. einfallende Schrägung mit normalen Kluftschichten schliessens aufgeschlossen und beweist Teilabhebungen der südlichen Schollenteile innerhalb der nach meiner Meinung nach W. abfallenden grossen Schollen. Es ist ganz ausgesprochen, dass die Bewegungen auf diesen Schrägungen gegen das Einfallen stattgefunden, d. h. dass es sich um eine relative Hebung der abfallenden Kluftflächen handle. Wir können hieraus die Art der Abhebung der Schrägung in diesen Gebiete nach WSW. und S. erkennen und finden in der folgenden Tabelle 2. Anmerkungen keine tatsächlichen Belege. Als gesonderte, in das System der Schrägungen hineingehende und sich tief verlaufende Bewegungen sind die der Dreikönigszugschollen zu nennen. Der Kluftzug der Hauptverwerfung daselbst vom Bahnhof Altengran nach N. v. U. zeigt sich als ein Zwickel der Hangenscholle erkennen, die hauptsächlich nach N. v. U. hin auf der nach N. einfallenden Kluft hinaufbewegt hat.

Von der durch den Königsberg-Hermannsberg gegebenen Richtung des Aufbruchs der Pötzbergschichten nach W. v. U. die Rosenbacher Scholle, dann die Altengran mit nachher Schollen, dann die Ralswiler Scholle nach Südwesten zurück im Sinne des normalen Nordostens, wodurch die normaler gelagerte Gimbsbacher Scholle hervorgehoben als eine gehobene Masse erscheint; wenn diese wirklich gehoben wäre, so müsste sie sich nach Westen und Süden als gehoben erweisen. Umgekehrt wird man erwarten dürfen, dass wir im Innern der Masse eine grössere Umkehrung des normalen Nordostens nach Westen und glanaufwärts quer zu ihnen aufdecken, was sich in der Tat auch im Innern der Masse im Westen an einer grossen

NW.-SO. streichenden Verwerfung abgesunken ist, deren südöstliche Teile auf Blatt Zweibrücken zwischen Haschbach und Quirnheim durchsetzt und nach den Aufnahmen von v. AMMON und BURCKHARDT bis Konken zieht, wo sie durch die Theisberg-Stegen-Verwerfung abgeschnitten wird. Man könnte allerdings sagen, dass die jenseits dieser Konken-Haschbacher Verwerfung liegende Masse gehoben sei; diese trägt aber selbst ausser der Absenkung an der Steinbacher Scholle noch im Westen eine so grosse Zahl von Anzeichen für Teilsenkungen an sich, dass es hier ganz augenscheinlich ist, wie es sich bei den meisten dieser an Klüften vorgehenden Lagerungsänderungen nur um ein verschiedenes Mass von Senkungen handele, das relative Erhebungserscheinungen vortäuscht.

Wir sehen also nur einen kleinen Teil des Potzbergs, den Sector Stegen-Gimbsbach-Matzenbach-Neunkirchen als relativ in Ruhe geblieben an, während das ganze übrige Gebiet des Berges eine von starken Senkungen betroffene Masse bildet. Aber diese relativ in Ruhe gebliebene Masse sehen wir selbst und mit ihr die südwestlich anstossende nähere und weitere Region bis zum Fuss der Höcher Kuppe gegen eine in SW.—NO. verlaufende Randzone jüngerer Schichten abgesenkt.¹⁾ Die tektonischen Verhältnisse sind also derart, dass sie eine ältere absolute Faltenhebung der Kuppe zu vermindern bestrebt; es wird die Aufgabe sein, die Zeitpunkte ungefähr festzustellen, zwischen oder bei denen sämtliche Bewegungsvorgänge von dem Absatz der Schichten an sich abspielten.

Wie also der südwestliche Teil des Potzberges der am wenigsten von tektonischen Bewegungen berührt ist, so gilt dies auch für den nordöstlichen Teil der sich an ihn anschliessenden Mulde, deren tektonische Bewegungen im Westen und Südwesten, ebenso wie im Nordosten, auf grössere und geringere Absenkungen von der Mulde weg hinweisen; hierdurch ist auch erwiesen, dass die Mulde nicht durch eine Senkung an Verwerfungslinien von der Bergkuppe weg entstanden sein kann, sondern eine tatsächliche Faltungsmulde ist; ebenso erweisen alle radialen Senkungen am Potzberg selbst das Vorhandensein der Schichtenkuppe vor der Zerstückelung; desgleichen aber auch die streichenden Störungen.

Wir können daher die Ansicht LEPLAS nicht teilen, die derart gerundete Schichtenkuppen wie den Potzberg durch zweiseitige grabenartige Einbruchsgebiete auf Klüften mit Verwerfungserscheinungen zurückführt; so vollendet domförmige Schichtenlagerungen können durch Grabensenkungen niemals erklärt werden, selbst wenn, wie LEPLA (l. c. S. 54) zugibt, ein Einbiegen der Schichten und der Sattelachse nach den Einbrüchen zu vorgebildet vorläge. Hiermit ist aber mit anderen Worten die Möglichkeit der queren Einmuldung als älteste Begleiterscheinung der Sattelung schon zugegeben; dann handelt es sich nur noch um das grössere und geringere Mass; die Verhältnisse der Bruderwaldmulde etc. lassen darüber keinen Zweifel.

¹⁾ An der Verwerfung zwischen Ländstel und Pfulberg scheint indessen ein Teil der Potzbergkuppe gegenüber der südlichen Scholle gehoben; in letzterer zeigen sich aber zwischen Dietelsberg, Fockenberg und Finkenberg eine Anzahl von Querstörungen mit vorwiegenden Teilabsenkungen gegen die westlichen und östlichen Partien, deren Gesamterhebung zugleich eine stärkere Absenkung gegen den Beginn der Potzbergkuppe am Ländstel bedeute, die daher relativ gehoben erscheint; diese Teilabsenkungen sind, wie es bei Fockenberg selbst deutlich ist, tertiären Alters.

Schmittweiler und Brücken desgleichen ein NW.-SO. bzw. SO.-NW. und in der Achsenlinie ein SW.-NO. gerichtetes Zurückweichen der Ausstreichlinien der Komplexe nach der Höcherkuppe zu bewirkten. Diese im Vergleich zu den erstbesprochenen (parallel der Achse laufenden) nunmehr schief und quer zur Achse laufenden Störungen bewirkten nach dem Nordrande des Sattels zu dasselbe wie erstere und es ist mir sehr wahrscheinlich, dass beide einem einzigen tiefgehenden Störungsvorgang angehörten, der die südliche Einseitigkeit des Sattels einheitlicher ausgestaltete, sie dabei auch durch Senkungen auf dem Nordflügel bedeutend milderte.

An dieser Ausgestaltung, die nach der Triasdecke zu schliessen im grossen und ganzen schon in prätriadischer Zeit abgeschlossen war, hat auch der Zug der Oberen und Unteren Cuseler Schichten von Brücken nach Glan-Münchweiler zu teilgenommen, der die natürliche Fortsetzung der allerdings tertiär noch etwas gesenkten Schmittweiler-Paulengrundschohle bildet; zwischen beiden liegt die Ziegelberg-Denselbergschohle, welche bei Brücken mit oberen Unteren Cuseler Schichten an oberen Mittleren Ottweiler Schichten abstösst. Das Zurückweichen gegenüber beiden Nachbarschollen, das bei gleichem Einfallen ein Mass für die Senkung gibt, ist aber nicht so gross, um die starke Senkung zu erklären, welche längs der Nordlinie der Brücken-Börsborner Scholle bei Frutzweiler-Steinbach zu beobachten ist, welche mittlere Obere Cuseler Schichten im Norden neben oberste Mittlere Ottweiler Schichten im Süden aneinanderlegt. Bei relativ geringer Bewegung der Brücken-Börsborner Scholle ist daher diese Dislokationsgrösse nur durch eine starke tertiäre Senkung im Norden sich vorzustellen, wobei aber noch folgendes zu bedenken ist.

Wir sehen in der Senke zwischen Höcherberg und Potzberg zwei Sattelungen, welche besonders durch spitzwinkelig durchschneidende Längsverwerfungen gestört sind; diese Störungslinien sind so gruppiert, dass die Sattelung sich als eine zweifellos ältere erweist; nichts könnte dafür und vieles dagegen angeführt werden, dass die zum Teil sehr starken Längssattelungen infolge von Stauchungen oder Schleppungen an jenen (etwa älteren) Verwerfungen entstanden sein könnten. Die eine Sattelung läuft von Altenkirchen über Bockhof nach Sängerhof, wo sie durch die Haschbach-Konkener Verwerfung abgeschnitten wird, jenseits aber zerstückelt nach dem Potzberg zu verläuft, also jedenfalls älter ist, als das ganze sie durchquerende und durchschneidende Verrückungssystem. Die andere südliche Sattelung ist nur kurz, es ist der Klopferbergssattel zwischen Haschbach und Glan-Münchweiler. Zwischen beiden Sattelungen muss nun eine Mulde gelegen haben und nur diese Mulde erklärte auch wieder die verhältnismässig grosse Tiefenlage der mittleren Oberen Cuseler Schichten neben Ottweiler Schichten bei Steinbach. Diese Muldung lässt sich auch westlich von Nieder-Ohmbach in dem Bereich der oberen Unteren Cuseler Schichten wieder erkennen,¹⁾ erscheint aber durch die grosse Brückener Querstörung nach NNW. verworfen, erweist sich also hier mindestens als älter wie tertiär. Da nun der südliche Klopferbergssattel nicht die ganze Querbuchtung von NO. nach SW. hinüberreicht, so liess er auch der Transgression permischer und triadischer Ab-

¹⁾ Vgl. die zwischen der Region der tiefen Kalke an der Neumühle und der Reismühle eingesunkene Masse von oberen Unteren Cuseler Schichten, welche in das Hangende der Kalkregion von Altenkirchen-Dittweiler gehören; das Einfallen der Kalkschichten an der Reismühle ist nicht richtig angegeben; sie fallen schon hier nach Südosten, gehören also normal dem nördlichen Längssattel der Mulde an.

Während sonst in einem normalen Sattel nach tiefgedrungener Wirkung der Abtragung die mittleren, in der Achse auftretenden und hier flacher lagernden Formationskomplexe stark in der Achse verlängerte Verbreitungsgebiete aufweisen, dagegen die randlichen Zonen nur durch die Schichtenquerschnitte gebildete schmale Zonenbänder bilden, sind daher durch die berührten Vorgänge die Verbreitungsbezirke der Unteren Cuseler Schichten derart verändert und verkürzt, dass die jenseits der Übergangsstellen liegenden Kuppen aus Ottweiler Schichten steiler emporsteigen.

Als ein Beispiel dafür kann auch der Osthang des Königsberges gelten, wo sich die in der Sattelachse liegende Verbreitung der Unteren Cuseler Schichten zwischen Wolfstein und Tiefenbach nur so schmal bandartig verhält, wie die auf den Sattelflügel nördlich und südlich des Berges liegenden, trotzdem weiter nach Osten zu die verschiedenen Stufen der Oberen Cuseler und Lebacher Schichten ganz bedeutend längere Erstreckungen in und zunächst der Sattelachse aufweisen. Schon die nördlich und südöstlich von Tiefenbach zu erkennende weitere Ausbreitung der Unteren Cuseler Schichten, welche wenigstens etwas normaler ist, lässt die Einwirkung der Tektonik ahnen. Von der östlich von Rothselberg in das Kartenblatt hereinstreichenden grossen Verwerfung finden nämlich auf eine Erstreckung von 4,5 km stufenweise Absenkungen statt, welche im östlichen Ende eine Verrückung der Schichtgrenze nach NW. von 1,5 km verursacht; dieses Mass der Verrückung gibt auch den Betrag an, um welchen die Unteren Cuseler Schichten von Rossbach an über Wolfstein nach Tiefenbach zu in der Breite des Ausstreichens verkürzt werden. Die Breite des Ausstreichens, die vom Sellberg über Rothebühl nach Rossbach zu ziemlich bedeutend ist, nimmt daher von nun an talabwärts ab. Dass die Verbreitung westlich vom Sellberg überhaupt so gross ist, das kommt daher, dass hier in ziemlich flacher Lagerung eine vertikale Absenkung von einer flach gelagerten seitlichen Sattelstufe südlich von der grösseren Satteltuppe vorliegt, als welche sich der Sellberg und seine nordöstlich und westsüdwestlich gelegenen Gebiete erweisen (vgl. unten über das Verhältnis dieser Seitenkuppen zur Sattelachse).

Wenn wir nun aus der Kombination von Mulde und Grabeneinsenkungen an deutlichen Störungsklüften alle diejenigen eliminieren, welche zur Tertiärzeit und in der prätriadischen und permischen (mitteloberrotliegender) Störungsepoche ihre stärksten und wirklich verbürgten Senkungswirkungen an Klüften ausgeübt haben, so bleiben keine erheblichen und genügend grossen Störungslinien übrig, an denen in noch älterer Zeit der Sattel hätte so „einbrechen“ können, dass schon die erste starke Anlage der Senke als ein rein queres, grabenartiges Einbruchgebiet bezeichnet werden müsste, wie dies A. LEPLA tut. Der genannte Forscher macht auch darauf aufmerksam, dass eine grosse Anzahl von Querstörungen, welche er für prätriadisch oder gar jünger hält, den Sattel seltener in der Richtung der „Quereinbrüche“ durchsetzt; diese und die nicht wenig zahlreichen ihnen anzuschliessenden in schief westnordwestlicher Richtung müssten aus der Bildung der rein queren Einbrüche östlich vom Höcherberg auch ausgeschlossen werden. Andererseits haben wir im Streichen und Fallen der Schichten, in der Verwerfung von Teilmulden und -Sättel dargelegt, dass die ursprüngliche Faltungsanlage der Senke zugleich mit der regelmässigen Auffaltung der grossen permkarbonischen Längssattel und -Mulden entstanden sein müsse. Wir sind in Verlegenheit, irgendwelche nur annähernd sicheren Abbruchs- und Verschiebungslinien als älteste Dislokationslinien zur Bildung der Grabensenke nach einfacher Anlage des Pfälzer Sattels anzugeben.

Fehlen nun zwar die Anhaltspunkte für wirkliche Dislokationsklüfte, so haben wir an den Melaphyrgängen sehr alte Klufferfüllungen, die Hinweise enthalten könnten. Bezüglich dieser ist auf folgendes das Auge zu lenken: 1. Die merkwürdigen vertikalen Melaphyrgänge, welche zwischen St. Wendel und Herschweiler-Petersheim den nördlichen Sattelflügel quer zum Streichen durchsetzen, sind nirgends an eigentlichen Verwerfungsklüften entstanden. 2. Der streichend ver-

scheint mir einen grossen Gegensatz zu dem Nordflügel des Sattels in der Senke zu bilden, der nicht ohne Bedeutung sein kann.

Wenn schon die Folgerung nicht umgangen werden kann, dass der kleine nordöstlich gerichtete nördliche Teilsattel der Senke eine Art Barre gegen das Eindringen oder das südöstliche Vordringen der Magmen gebildet hat — nach meiner Ansicht hier die tektonische Eröffnung der Klüfte ihr Ende gefunden hat — so muss dem Fehlen jeglicher Intrusionserscheinung sowohl an den seitlichen Rändern als in der Mitte und der ganzen südlichen Längsflanke der Senke, kurz in dem nach Südosten offenen Teil, ein besonderes Gewicht in der Beurteilung der Senke zugemessen werden.

Als argumentum ad hominem muss es mindestens gelten, dass in dieser Senke, wo sich seitlich und in der Mitte vielfach die alten Dislokationslinien kreuzen, gar keine Eruptivgesteine auftreten, wenn man, wie der als Kenner des Gebiets vom Schreiber dieses hochgeschätzte A. LEPLA, daran festhält, dass Dislokationen, die ich etwas später ansetzen möchte, schon während der Sattelbildung selbst mit ihren Zerreiassungsklüften die Durchlässe für die aufdringenden eruptiven Glutflüsse schufen (l. c. 1904 S. 51). — Ich möchte dagegen glauben, dass es gerade die Tatsache einer normalen Einmündung ohne ältere Zerklüftung ist, die dem Aufbruch von streichenden und queren Schichtspalten weniger Gelegenheit bietet, wobei besonders zu bedenken ist, dass bei der Entstehung der Senke aus einer permkarbonischen Ablagerungsmulde diese viel geringere Bewegungen ausführt als die relativ stärker gehobenen und umgewölbten Sattelteile, die Mulde also von Zerreiassungen jeder Art vielmehr verschont bleibt (vgl. Kap. XII Schluss)!

VII. Gliederung des Pfälzer Sattels in zwei schwächere Längssättel.¹⁾

Wir haben oben bei der Besprechung der queren Senke zwischen Potzberg und Höcherberg auf die Reste zwei paralleler aber schmaler Längssättel aufmerksam gemacht, deren Firstlinien ungefähr 3 km von einander entfernt sind. Auffällig ist nun, dass südlich vom Hermannsberg (und Königsberg) kleine kuppenförmige Teilsättel lagern, deren Firstlinien auch nur 3 km von jenen entfernt liegen. Die Sattelkuppe südlich von Hermannsberg mit einer breiten Melaphyrmasse im Korn ist nach den Aufnahmen von v. AMMON und BURCKHARDT fast ringsum von Breitenbacher Schieferen und zum Teil Potzbergschichten umgeben; nur an einer kleinen Stelle, die wir als letzte Ausläufer jener grossen an der Südflanke des Sattels von SW. her kommenden und hier austreichenden, an dem grossen Eulenbisser „Horst“ gestauten Störungszone erkannt haben, ist die Sattelung unterbrochen. — Südlich von Königsberg liegt die Sellbergkuppe, die bei Essweiler durch ein deutliches Einbiegen der Breitenbacher Schichten noch eine ähnliche sattelkuppenförmige Lagerung andeutet, zum mindesten einer Flexur oder treppenförmigen Lagerungsstufe der Potzbergschichten entspricht (vgl. Kap. XI Anm. 1).

Diese Einbiegung zeigt sich auch in der Krümmung des Konglomerats an der Rammelshöhe, das zweifellos das gleiche Konglomerat ist, das die Sellberghöhe selbst krönt; bezüglich des letzteren habe ich nachzutragen, dass die Darstellung in dem Profil IV, die auch in v. GÜMBELS Geol. v. B. II. S. 960 dargestellte Ansicht verkörpert, als ob das Konglomerat in den Bergkörper hineinfalle; dies halte ich nicht für richtig, nicht nur die Begehung, sondern auch der gemachte Vergleich zwischen

¹⁾ Vgl. hierzu Taf. III Fig. 4.

Höcherberg an die Seite stellt. Es ist dies der Sattel vom Elkersberg NO. von Schallodenbach und die nordöstlich sich anschliessende Mulde, welche vom Südrande des Sattels 2,5 km rein quer in NNW.-SSO.-Richtung und von ähnlicher Breite in diesen hereinreichen; nördlich gegen Heimkirchen zu ist diese Elkersbergkuppe wieder durch eine schmalere streichende Mulde abgeschlossen.

Das Auftreten dieser kleinen randlichen Kuppen und Senken ist von besonderer Wichtigkeit für das Verständnis der im Donnersberger und Ebernburger Gebiet liegenden randlichen Kuppen, deren Kern wie am Königsberg von Porphyr und Porphyrit eingenommen ist.

Die Elkersbergkuppe hat sicher auch schon zur Zeit des Mittleren Ober-Rotliegenden existiert, da sie ganz deutlich die Grenze gewisser Faciesentwicklungen in dieser Stufe und eine Barre gegen die Westausbreitung der diabasischen Grenzmelaphyre des Mittleren Ober-Rotliegenden bildete; sie ist aber meiner Ansicht nach noch viel älter (vgl. unten); zu der erwähnten Zeit lässt sich aber ihr Einfluss in den anlagernden Sedimenten zum erstenmal deutlicher nachweisen.

Es ist wahrscheinlich, dass westlich neben dieser Kuppe auch eine nordwestlich-südöstliche Muldung existierte, welche die Ursache eigentümlicher Ablagerungs- und Lagerungsverhältnisse war (vgl. unten); ebenso liegen Anhaltspunkte vor, dass eine Terrainsenke von Nordwesten her in der Richtung nach Lauterecken (also nach dem Königsberg-Teilsattelzug) läuft, welche zur Zeit des Mittleren Ober-Rotliegenden von Sedimenten erfüllt wurde, deren Reste noch in der Richtung der Senke auch über das Schichtausstreichen tieferer Komplexe übergreifend nachzuweisen sind.¹⁾

Es sind das Tatsachen, welche nahelegen, dass auch der Ostabfall des Königsberges durch ähnliche Vorgänge beeinflusst ist, wie der des Höcherberges und der Westabfall des Potzberges, durch Vorgänge, welche nicht lokal sind, sondern, gesetzmässig fast senkrecht zum Sattel gerichtet, sozusagen zum weiteren Bauplan des Pfälzer Sattels gehören.

Es werden sich so die queren Schichteneinmüldungen zwischen Potzberg und Königsberg, welche die Sattellingsfirstlinien durchkreuzen, besser verstehen lassen; sie sind hier an der engsten Stelle des Sattels noch beeinflusst durch die tiefe Einmüldung zwischen Höcherberg und Potzberg, stufen sich daher zwischen Potzberg und Hermannsberg, zwischen dem letzteren und dem Königsberg an Breite ab.

Wir können also die Ansicht aussprechen, dass der Pfälzer Sattel nicht eine einheitliche Aufwölbung ist, sondern in der Mittelzone aus zwei Längsfirsten besteht, denen unregelmässiger randliche angelagert sind, dass mit dieser Kontraktion der Masse in NO.-SW.-Richtung, wie auch in den Alpen, regelmässiger sowie unregelmässige Kontraktionen in darauf senkrechter Richtung, d. h. Einmüldungen in NW.-SO.-Richtung verbunden sind. Diese Längsfirste geben, besonders seitlich von den Kreuzungsstellen mit den Quermulden, vereinzelt aufsteigenden Magmen Gelegenheit zu höherem Empordringen; deren Ausdehnung ist aber natürlich gering zu der Ausdehnung der Firstlinien in der ganzen Sattellänge.

Was die mit dieser Kontraktion ursprünglich verbundene grosse Unregelmässigkeit der Höhenlagen gleicher Schichtsysteme betrifft, so haben wir die Überzeugung erlangt, dass die annähernde Gleichheit der Höhenlagen der hauptsächlich in Rede stehenden Gebirgserhebungen erstens auf die in der Westhälfte des Sattels gehäuften Senkungerscheinungen und endlich in der ausgleichenden Wirkung der Erosion beruht, dass eine ursprünglich gewaltige Erhöhung des Pfälzer Sattels in der jetzigen Verbreitung des tiefsten Karbonaufbruchs bestand, deren Achse sich allmählich in welligen Biegungen nach Nordosten zu herabsenkte. Dass in der Potzberg-Königsberggruppe auch der westliche Bergkopf, der Potzberg selbst, ursprünglich

¹⁾ Ich meine hier ein Vorkommen von Waderner Quarzitkonglomeraten zwischen Windhof und Sonnhof (Höhe zwischen Üden-Cappeln und Lauterecken) im Bereich der Oberen Cuseler Schichten; es ist in einer Übersichtsaufnahme des preuss. Teiles des Blattes Kusel der geogn. Karte Bayerns eingetragen.

die bedeutendste Erhöhung war, wie er, auf die westliche breitere Einmündung folgend, auch die breitere Quereinmündung von den beiden nach Osten zu folgenden Quersenkungen östlich zur Seite hat, das ist bedeutsam: die östlich vom Königsberg liegenden queren Einfaltungen haben noch etwas geringere Tiefen.

Dass die Quersenkungen mit der Anlage des Pfälzer Sattels eng verbunden sind, das scheint mir nicht nur daraus hervorzugehen, dass schon die älteren Störungsepochen sie als „Mulden“ durchschneiden und verwerfen, sowie daraus, dass sie gelegentlich ungestört schon von Sedimenten des Mittleren Ober-Rotliegenden erfüllt sind, sondern es scheint auch aus ihrer Lage und einer gewissen Reziprozität zu den Sätteln geschlossen werden zu können. Die stärksten Einfaltungen finden von dem Südrand des Sattels aus statt und stauen sich an den nördlichen Teilsätteln, deren Erhebungen durchgängig die stärkeren sind; andererseits sind auch diese nördlichen Teilsattelerhebungen in den queren Mulden viel schwächer als in den grösseren Sattelgebieten, was auf gleichzeitige und ausgleichende Vorgänge schliessen lässt.

Was die Entstehung der zwei Längssattelfirste betrifft, so ist sie durch folgendes vorstellbar zu machen. Wir kennen im Norden ein Transgressionsgebiet, in welchem von den Oberen Cuseler Schichten an, die in weitaus älteres Ufergebiet hinübergreifen, immer weitere randliche Landgebiete von Sedimenten bedeckt werden; das Verhältnis des Transgressionsmasses zu der Mächtigkeit der Schichten lässt auf eine Senkung schliessen, deren Folgen, wie man vermuten darf, auch auf dem parallelen Südrande des Beckens in Erscheinung treten. Die grosse Masse des eigentlichen Karbon bildet aber unter diesem weniger mächtigen transgredierenden Permkarbon einen einheitlichen Stock, der, wie anzunehmen, eine mittlere Lage gegenüber den seitlichen Verbreitungsflügeln des Permkarbons haben mag; auf diese randlich austreichenden Seitenflügel wirkt aber bei der Kontraktion die randliche Kontinentalmasse zuerst einmündend; dieser Prozess würde fortauern, wenn nicht in der Region des tieferen Karbonstocks eine Stauung eintreten würde, die zu einer Ausweichebewegung in die Höhe führen kann; diese Wirkung würde aber von N. und S. zu gleicher Zeit und wohl in nicht zu sehr verschiedener Stärke eintreten, sich daher in einer mittleren Hauptsattelung mit zwei äusseren Teilsätteln äussern können.

Diese Vorstellung des Vorgangs würde einschliessen, dass der Sattel fast einer Mittelregion des alten Ablagerungsbeckens besonders zur Zeit des Unter-Rotliegenden entspräche. Wir haben dieser Meinung auch in unseren Vergleichen über die Faciesverhältnisse des Permkarbon Ausdruck gegeben und halten daran fest, wenn wir auch die Mächtigkeitsverhältnisse der südlichen Randzone mit dem ihr früher beigemessenen Gewicht nicht mehr anführen können; es bleiben doch Faciesgründe genug bestehen.

Nach unserer Meinung ginge dann der Südrand des Beckens parallel der gesamten Gebirgsrichtungslinie etwa durch die Mitte der Triasmulde. LEIPLA setzt dagegen in diese Linie auch die Mitte der Karbonmulde; ich habe indessen die Meinung, dass sich die Überzeugung Bahn brechen wird, dass der südliche Triasflügel zum grossen Teil den Raum einnimmt, der erst durch die Transgression des Mittleren Ober-Rotliegenden über ein Grundgebirge für die fernere Sedimentation gewonnen wurde.¹⁾

Wir fügen hier noch eine durchziehende Zusammenfassung des Verlaufs der beiden Sattellinien im Anschluss an das Kärtchen Taf. I Fig. 4 bei.

In dem Gebiet zwischen Saar und Blies-Ohmbach sind beide Sattellinien, wie es scheint, in der nach SW. zunehmenden Breite des Sattelaufbruchs enthalten; das breite Ostende der Karbonsattelung am Höcherberg hat zwei scharfe Ecken, die unter 1. und 2. besprochen werden.

1. Das Nordosteck bei Altenkirchen läuft in den Nordattel der Steinbacher Quermulde aus, er reicht bis fast an den Fuss des Potzbergnordrandes und streicht in ihn ein.

2. In der Fortsetzung des weniger deutlichen SO.-Ecks zwischen Dunzweiler-Waldmohr liegt von Haschbach über Glan-Münchweiler hinaus nach dem südlichen Potzbergfuss zu ein südlicher Teilsattel in gleichartigiger, nicht so langer Schichtenhebung wie der nördliche.

¹⁾ Ganz abgesehen davon, dass auch auf dieser Seite eine Transgression der Oberen Cuseler Schichten über Untere Cuseler (mit Karbon) möglich ist.

3. An letzteren schliesst sich die nach NNO. gerichtete Hauptachse der Potzbergkuppe an; an dem dieser parallelen Nordrand verschwindet der Nordsattel, von der Hauptkuppe, die mehr der Südsattelung zuzuteilen ist, absorbiert.

4. Der Nordsattel erscheint wieder, vom Potzberg Nordrand ausgehend, tektonisch verworfen, wie in der Steinbacher Mulde als nördlicher Abschluss der Bruderwaldmulde, wenn er sich auch in W.-O. nach dieser absenkt und in dieser eine mit dem Hermannsberg konforme Biegung erzeugt; die Achse der Bruderwaldmulde (bei Bosenbach nach NO. verworfen) läuft nach SO., die Mulde erweitert sich hier sehr stark; der Südsattel verschwindet hier in ihr, doch scheinen noch Andeutungen in der Störungsregion zwischen Friedelhausen und N. Staufebach (Hüttenwald) von ihm erhalten zu sein.

5. In der Zwischenregion nach der queren Essweiler-Oberweiler Mulde entspricht die Hermannsbergkuppe dem Nordsattel, die Potschbergkuppe dem Südsattel; die sie trennende Längsmulde ist bruchtektonisch verschmälert; die Nordkuppe erscheint durch Senkungen (Welchweiler-Oberweiler) in ihrem Nordrand etwas nach SO. vorgerückt.

6. Die nächstöstliche Höhenregion zeigt den gleichen, besonders auf der Westseite noch deutlicher doppeltkuppenartigen Aufbau; der Königsberg entspricht dem Nordsattel, der undeutlicher getrennte Sellberg dem Südsattel.

7. Die Entfernung der eckigen Umbiegung des Ausstreichens, z. B. der Unteren Cuseler Schichten bei Tiefenthal im N. und Rossbach im S. deutet die Breitenfortsetzung der Sattelungen nach O. an; fast ununterbrochen setzt der Nordsattel vom Königsberg-Mittelpunkt über Tiefenbach bis nach Waldgrehweiler ins Moschelbachtal fort; nach N. verworfen erscheint er in der Linie Kallforst-Ml.-Landsberg; dann wieder nach S. verworfen, setzt er sich in der Linie Kalkofen-Tiefenthal fort. Der zuerst undeutliche Südsattel zieht von Hefersweiler über Rudolphskirchen, Schönborn, Stahlberg, Dielkirchen, St. Alban, Kriegsfeld und Niederwiesen; auch hier zeigen einzelne Punkte der Sattellinie Durchbrüche von Eruptivgesteinen und Infiltrationszentren von Erzen.

8. Ausser den zwei mittleren Längssätteln und Mulden zeigen sich noch auf der Westhälfte des Sattels nördlich und südlich kleinere, randliche, von queren Muldungssenken durchkreuzte, streichende Sättel und Mulden: bei Schallodenbach (Elkersberg), bei Donnersberg (Falkenstein-Mordkammer), zwischen Ebernburg und Waldböckelheim (Porphyrit von Lemberg in der Achse des südlichen Sattels); eine nicht ganz randlich gelegene Quermulde liegt bei Callbach und lässt den Sattel von Obermoschel auf der Westseite stärker kuppenförmig abgesetzt erscheinen.

9. Darnach ist der Pfälzer Sattel nicht als eine einzige längliche Sattelkuppe aufzufassen, sondern als ein System von welligen Aufbiegungen, deren grösste Sattelungshöhe in dem nördlichen Sattelfirst erreicht wird; mit ihnen zeitlich und durch die Gesamtkontraktion genetisch engstens verbunden sind eine Anzahl querer Sattelungswellen, die im SW. des Sattels ihre höchste Höhe erreicht haben und an Breite, sowie an Tiefe der Muldenzwischenräume von SW. nach NO. zu abnehmen.

VIII. Allgemeinere Angaben über das Alter der queren und streichenden Teilfaltungen.

Wir haben oben darauf aufmerksam gemacht, dass das Alter der Potzberg-Höcherberg-Senke im ungefähr bestimmt ist durch die übergreifende Auflagerung von Ober-Rotliegendem, das hier weniger den mit dem Grenzmelaphyr selbst verbundenen Transgressionsbreccien und Konglomeraten ähnelt, sondern den in höherem Niveau liegenden, entschieden tuffigen Melaphyrkonglomeraten des mittleren und noch höheren Ober-Rotliegendem. Diese Gesteinsausbildung erinnert auch sehr an die gleichfalls mit bankigen Dolomitausscheidungen versehenen Melaphyr- und Quarzitkonglomerate der Waderner Schichten der St. Wendeler Ober-Rotliegendem-Bucht. Hiernach wäre das Alter der Steinbacher Senke zum mindesten mittel-oberrotliegend; es gehörten die Schichten zu der Facies der „Waderner Schichten“.

VI. Vergleich des Westabfalls des Potzbergs mit dem Ostabfall des Höcherbergs.

Es wurde in den Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken S. 129, 131 und 175 die Anschauung dargelegt, dass schon zur Zeit des Unteren Ober-Rotliegenden sicher vor dem Mittleren Ober-Rotliegenden und natürlich vor Beginn der Trias eine einfache muldenartige Einsenkung zwischen beiden Bergkuppen vorgelegen habe; die Frage ist nun, in welcher Weise die Wirkungen der späteren tektonischen Perioden diese einfache quere Schichtensenke verändert haben und ob aus der Art dieser Änderung auch das Bild einer einfachen ursprünglichen Einmündung hervorgehe. Aus der Zeit des Mittleren Ober-Rotliegenden schon haben sich in der Mitte dieser Mulde, zunächst der Sattellachse, noch Ablagerungsreste auf flachgelagerten unteren Alsenzer Schichten erhalten. Mit einem gleichbleibenden Schichtengefälle von den Kuppenerhebungen zu beiden Seiten der Senke kommt man nicht auf dieses geologische Niveau bei so flächenhaft räumlicher Verbreitung, welche ein Viertel der ganzen Senke beträgt, im zweiten Viertel vom Höcherberg aus und im dritten vom Potzberg aus liegt. Man müsste also eine nicht so flache Abbiegung der Schichten von den Kuppen her und eine steilere auf der Westseite als auf der Ostseite annehmen. Dies ist in der Tat noch erhalten; während an der Höcherbergkuppe selbst Neigungen zwischen 8° und 15° zu beobachten sind, fallen die Schichten der Breitenbacher und besonders der Unteren Cuseler östlich davon mit durchschnittlich $20\text{--}25^{\circ}$ ein.¹⁾ im Nordflügel des Sattels hieselbst mit 10° , in der Steinbacher Scholle mit 15° . Auf der Ostseite der Senke hat die steilere Schichtenlage der Potzbergsandstein mit $25\text{--}30^{\circ}$, während die angelagerten Breitenbacher und Unteren Cuseler flachere Lagerung annehmen, der sich in den Oberen Cuseler Schichten nach Westen zu auf 5° ermässigt.

Die Hauptaxe des Karbonsattels läuft nun, wie es scheint, hart neben der Buntsandsteingrenze von St. Ingbert über Neunkirchen-Wellesweiler nach Bexbach zu, d. h. die nördlich der Buntsandsteingrenze liegende Karbonverbreitung kann als Nordflügel eines Sattels betrachtet werden, dessen Südflügel in unbekannter Art der Lagerung unter der Trias verborgen ist. Südlich von Frankenholz geht dann eine schmale Querstörungszone durch das Gebirge, welche durch eine Senkung diese sehr gestörte Querregion nach NNW. (ins Liegende) verwirft; wenn auch hierdurch das südlich von Frankenholz liegende Gebiet als relative Hebung (vgl. Erl. S. 167) erscheint, der ein ähnliches Gebiet bei Nieder Linxweiler auf der Gegenseite gleichgestellt werden könnte,²⁾ so ist doch die ganze zwischen Waldmohr und Höchen gelegene Gebirgsmasse gesenkt und hierdurch die Sattelflügelbreite gegenüber jener im Norden ganz ausserordentlich verkürzt; es stehen hier in den Flügeln der Sattelverbreitung der Mittleren Ottweiler Schichten 2,5 km SO. der Achse ungefähr 15 km NW. der Achse gegenüber.

In dieser in die grosse Quermulde einbiegenden Senkungszone läuft von NW. her zwischen Werschweiler-Niederkirchen und Marth eine zweite aus, welche im Verein mit zum Teil etwas mehr quer gerichteten schwächeren Störungen zwischen

¹⁾ Einige flachere Lagerungen sind bei rings isolierten Schollen durch das Einlaufen stärkerer Senkungen auf der Westseite der Schollen zu erklären.

²⁾ In das hierbei prätriadisch wirklich gesenkte Gebiet drang die Trias von Norden her am tiefsten (von Remmesweiler bis Mainzweiler) herein.

Schmittweiler und Brücken desgleichen ein NW.-SO. bzw. SO.-NW. und in der Achsenlinie ein SW.-NO. gerichtetes Zurückweichen der Ausstreichlinien der Komplexe nach der Höcherkuppe zu bewirkten. Diese im Vergleich zu den erstbesprochenen (parallel der Achse laufenden) nunmehr schief und quer zur Achse laufenden Störungen bewirkten nach dem Nordrande des Sattels zu dasselbe wie erstere und es ist mir sehr wahrscheinlich, dass beide einem einzigen tiefgehenden Störungsvorgang angehörten, der die südliche Einseitigkeit des Sattels einheitlicher ausgestaltete, sie dabei auch durch Senkungen auf dem Nordflügel bedeutend milderte.

An dieser Ausgestaltung, die nach der Triasdecke zu schliessen im grossen und ganzen schon in prätriadischer Zeit abgeschlossen war, hat auch der Zug der Oberen und Unteren Cuseler Schichten von Brücken nach Glan-Münchweiler zu teilgenommen, der die natürliche Fortsetzung der allerdings tertiär noch etwas gesenkten Schmittweiler-Paulengrundschohle bildet; zwischen beiden liegt die Ziegelberg-Denselbergschohle, welche bei Brücken mit oberen Unteren Cuseler Schichten an oberen Mittleren Ottweiler Schichten abstösst. Das Zurückweichen gegenüber beiden Nachbarschollen, das bei gleichem Einfallen ein Mass für die Senkung gibt, ist aber nicht so gross, um die starke Senkung zu erklären, welche längs der Nordlinie der Brücken-Börsborner Scholle bei Frutzweiler-Steinbach zu beobachten ist, welche mittlere Obere Cuseler Schichten im Norden neben oberste Mittlere Ottweiler Schichten im Süden aneinanderlegt. Bei relativ geringer Bewegung der Brücken-Börsborner Scholle ist daher diese Dislokationsgrösse nur durch eine starke tertiäre Senkung im Norden sich vorzustellen, wobei aber noch folgendes zu bedenken ist.

Wir sehen in der Senke zwischen Höcherberg und Potzberg zwei Sattelungen, welche besonders durch spitzwinkelig durchschneidende Längsverwerfungen gestört sind; diese Störungslinien sind so gruppiert, dass die Sattelung sich als eine zweifellos ältere erweist: nichts könnte dafür und vieles dagegen angeführt werden, dass die zum Teil sehr starken Längssattelungen infolge von Stauchungen oder Schleppungen an jenen (etwa älteren) Verwerfungen entstanden sein könnten. Die eine Sattelung läuft von Altenkirchen über Bockhof nach Sängerhof, wo sie durch die Haschbach-Konkener Verwerfung abgeschnitten wird, jenseits aber zerstückelt nach dem Potzberg zu verläuft, also jedenfalls älter ist, als das ganze sie durchquerende und durchschneidende Verrückungssystem. Die andere südliche Sattelung ist nur kurz, es ist der Klopfbergsattel zwischen Haschbach und Glan-Münchweiler. Zwischen beiden Sattelungen muss nun eine Mulde gelegen haben und nur diese Mulde erklärte auch wieder die verhältnismässig grosse Tiefenlage der mittleren Oberen Cuseler Schichten neben Ottweiler Schichten bei Steinbach. Diese Muldung lässt sich auch westlich von Nieder-Ohmbach in dem Bereich der oberen Unteren Cuseler Schichten wieder erkennen,¹⁾ erscheint aber durch die grosse Brückener Querstörung nach NNW. verworfen, erweist sich also hier mindestens als älter wie tertiär. Da nun der südliche Klopfbergsattel nicht die ganze Querbuchtung von NO. nach SW. hinüberreicht, so liess er auch der Transgression permischer und triadischer Ab-

¹⁾ Vgl. die zwischen der Region der tiefen Kalke an der Neumühle und der Reismühle eingesunkene Masse von oberen Unteren Cuseler Schichten, welche in das Hangende der Kalkregion von Altenkirchen-Dittweiler gehören; das Einfallen der Kalkschichten an der Reismühle ist nicht richtig angegeben; sie fallen schon hier nach Südosten, gehören also normal dem nördlichen Längssattel der Mulde an.

sätze einen Zugang, welche in dieser Längsmulde der grossen Querbucht einen besonderen Schutz fanden.

Jenseits des Potzberges ist die Fortsetzung der Firstlinie des Teil-Nordsattels im Bistrichwaldsattel (NO. von Altenglan) noch deutlich ausgeprägt; ihre Verbindung nach der Hermannsbergkuppe ist durch den Einbruch bei Welchweiler unterbrochen und das normale Lageverhältnis der Kuppen zu einander gestört. Es lässt sich also folgende allgemeine Übersicht über den Aufbau dieser Gebiete aussprechen.

„Die quere Senke zwischen Potzberg und Höcherberg, die vor dem Mittleren Ober-Rotliegenden schon angelegt war, war sicher ursprünglich etwas flacher und hatte zwei parallele sattelartige Längserhebungen, von denen die nördliche, vollständigere vom Potzberg-Nordrand nach dem Höcherberg hinüberreicht, die südlichere, isolierte und kurzzügigere indessen mehr in der Fortsetzung der durch den Zug der Saarbrücker Schichten liegenden Sattellachse gelegen ist. Ebenso wie der Westabfall des Karbonsattels an der Saar — über dem die Ottweiler Schichten viel bedeutendere, 3—4fache Höhen der Sattelporhebung erreichen würden, als am Höcherberg und Potzberg¹⁾ — durch permische, der Transgression der Waderner Schichten (vgl. Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 132—135) voraufgehende und ferner prätriadische Senkungen in seiner Längenerstreckung gestört und verkürzt erscheint, ebenso geschah dies sicher am Ostabfall am Höcherberg und Westabfall des Potzberges; er ist durch Längs- und Querverwerfungen gestört, so dass einerseits der Randübergang der Mulde zu den beiden seitlichen Kuppenerhebungen, andererseits auch die Mitte der Quermulde von starken Senkungen betroffen wurde: letztere sind die verstärkten Fortsetzungen der in den Kuppen selbst (besonders dem Potzberg) zu bemerkenden Senkungen und vertiefen die Mulde beträchtlich.“

Von diesen Störungen scheinen die Unteren Cuseler Schichten ganz besonders betroffen, nicht nur weil sie in der Region von steileren Abbiegungen der Schichten (vgl. S. 114) und in der Grenzregion zweier grosser Facieskomplexe liegen,²⁾ sondern auch, weil sie gegenüber den darüber folgenden Oberen Cuseler Schichten einen eigenen, mit dem Karbon mehr übereinstimmenden Ablagerungsbezirk haben, dessen Nordufer jene sehr weit überschreiten (vgl. z. B. Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 109 Anm. und S. 131). Es ist mir sogar nicht unwahrscheinlich, dass mit letzterwähnter Transgression nach Norden, beim Beginn der Oberen Cuseler Schichten schon eine teilweise Aufwölbung oder relative Hebung des karbonischen Untergrundes des unterrotliegenden Meeres (vielleicht mit Senkungen im Devon, dem das Karbon diskordant aufliegt) stattfanden, welche bei der späteren Zusammenfaltung, gesteigert durch die flacher angelagerten Sedimente, wie durchgebrochen erscheinen.

¹⁾ Schon die prätriadische Abtragungsausgleichung der verschieden hohen Sattelteile muss eine ausserordentlich grosse und von keiner späteren Periode wieder erreichte sein.

²⁾ Wie sich übereinander liegende, physikalisch verschieden geartete Schichtkomplexe tektonisch sehr verschieden verhalten können, das zeigt recht schön in naheliegender Verweisung die von v. AMMON aus der Mittelbexbacher Grube mitgeteilte Fig. 16 S. 72, wo ein hangender Schichtenkomplex die Wirkungen des Gebirgsdruckes für die Unterlage „gewissermassen aufgefangen“ hat. — Andererseits möge darauf aufmerksam gemacht werden, dass die verhältnismässige Vermehrung der Störungen in diesen Randpartien insofern eine illusorische ist, als diese Schichten besonders viel Anhaltspunkte bieten, auch kleinere Störungen festzustellen, was in den Potzbergschichten und den Oberen Cuseler Schichten nicht in dem Masse der Fall ist.

Während sonst in einem normalen Sattel nach tiefgedrungenen Wirkung der Abtragung die mittleren, in der Achse auftretenden und hier flacher lagernden Formationskomplexe stark in der Achse verlängerte Verbreitungsgebiete aufweisen, dagegen die randlichen Zonen nur durch die Schichtenquerschnitte gebildete schmale Zonenbänder bilden, sind daher durch die berührten Vorgänge die Verbreitungsbezirke der Unteren Cuseler Schichten derart verändert und verkürzt, dass die jenseits der Übergangsstellen liegenden Kuppen aus Ottweiler Schichten steiler emporsteigen.

Als ein Beispiel dafür kann auch der Osthang des Königsberges gelten, wo sich die in der Sattelachse liegende Verbreitung der Unteren Cuseler Schichten zwischen Wolfstein und Tiefenbach nur so schmal bandartig verhält, wie die auf den Sattelflügel nördlich und südlich des Berges liegenden, trotzdem weiter nach Osten zu die verschiedenen Stufen der Oberen Cuseler und Lebacher Schichten ganz bedeutend längere Erstreckungen in und zunächst der Sattelachse aufweisen. Schon die nördlich und südöstlich von Tiefenbach zu erkennende weitere Ausbreitung der Unteren Cuseler Schichten, welche wenigstens etwas normaler ist, lässt die Einwirkung der Tektonik ahnen. Von der östlich von Rothselberg in das Kartenblatt hereinstreichenden grossen Verwerfung finden nämlich auf eine Erstreckung von 4,5 km stufenweise Absenkungen statt, welche im östlichen Ende eine Verrückung der Schichtgrenze nach NW. von 1,5 km verursacht; dieses Mass der Verrückung gibt auch den Betrag an, um welchen die Unteren Cuseler Schichten von Rossbach an über Wolfstein nach Tiefenbach zu in der Breite des Ausstreichens verkürzt werden. Die Breite des Ausstreichens, die vom Sellberg über Rothebühl nach Rossbach zu ziemlich bedeutend ist, nimmt daher von nun an talabwärts ab. Dass die Verbreitung westlich vom Sellberg überhaupt so gross ist, das kommt daher, dass hier in ziemlich flacher Lagerung eine vertikale Absenkung von einer flach gelagerten seitlichen Sattelstufe südlich von der grösseren Satteltuppe vorliegt, als welche sich der Sellberg und seine nordöstlich und westsüdwestlich gelegenen Gebiete erweisen (vgl. unten über das Verhältnis dieser Seitenkuppen zur Sattelachse).

Wenn wir nun aus der Kombination von Mulde und Grabeneinsenkungen an deutlichen Störungsklüften alle diejenigen eliminieren, welche zur Tertiärzeit und in der prätriadischen und permischen (mittelberrotliegender) Störungsepoche ihre stärksten und wirklich verbürgten Senkungswirkungen an Klüften ausgeübt haben, so bleiben keine erheblichen und genügend grossen Störungslinien übrig, an denen in noch älterer Zeit der Sattel hätte so „einbrechen“ können, dass schon die erste starke Anlage der Senke als ein rein queres, grabenartiges Einbruchgebiet bezeichnet werden müsste, wie dies A. LEPLA tut. Der genannte Forscher macht auch darauf aufmerksam, dass eine grosse Anzahl von Querstörungen, welche er für prätriadisch oder gar jünger hält, den Sattel seltener in der Richtung der „Quereinbrüche“ durchsetzt; diese und die nicht wenig zahlreichen ihnen anzuschliessenden in schief westnordwestlicher Richtung müssten aus der Bildung der rein queren Einbrüche östlich vom Höcherberg auch ausgeschlossen werden. Andererseits haben wir im Streichen und Fallen der Schichten, in der Verwerfung von Teilmulden und -Sättel dargelegt, dass die ursprüngliche Faltungsanlage der Senke zugleich mit der regelmässigen Auffaltung der grossen permkarbonischen Längssättel und -Mulden entstanden sein müsse. Wir sind in Verlegenheit, irgendwelche nur annähernd sicheren Abbruchs- und Verschiebungslinien als älteste Dislokationslinien zur Bildung der Grabensenke nach einfacher Anlage des Pfälzer Sattels anzugeben.

Fehlen nun zwar die Anhaltspunkte für wirkliche Dislokationsklüfte, so haben wir an den Melaphyrgängen sehr alte Klüfterfüllungen, die Hinweise enthalten könnten. Bezüglich dieser ist auf folgendes das Auge zu lenken: 1. Die merkwürdigen vertikalen Melaphyrgänge, welche zwischen St. Wendel und Herschweiler-Petersheim den nördlichen Sattelflügel quer zum Streichen durchsetzen, sind nirgends an eigentlichen Verwerfungsklüften entstanden. 2. Der streichend ver-

laufende, aber fast vertikal die Schichten durchsetzende Gang zwischen Schmittweiler und Dunzweiler zeigt auf beiden Seiten die gleichen Schiefer und deren feine Ausstreicherhebungen durch einen zarten, hautartigen Kontaktniederschlag sehr wohl erhalten, ohne ein Anzeichen von Lagerungsstörungen oder Rutschspuren.¹⁾ 3. Die unter 1. erwähnten Gänge, die regelmässig quer zur Sattelachse nach dem Rand der Quersenke zu streichen, enden mit dem Herschheim-Petersheimer Gang und seiner Lagerapophyse auf der Aussenseite des kleinen Teilsattels der Senke und in der Fortsetzung von dessen Achse auf den nördlichen Teil des ursprünglich breiten Kuppeneinbiegens der Mittleren Ottweiler Schichten des Höcherberges, ebenso wie der Gang zwischen Schmittweiler und Dunzweiler auf der entsprechenden Stelle des Südteils vor der Höcherkuppe endet. 4. Die unter 1. erwähnten queren Gänge erscheinen als die letzten nach dem Sattellinnern zu gelegenen Ausläufer der in massigeren Lagern in den höheren Schichtgruppen im Streichen nach oben durchgebrochenen Magmen, wie es auch an verschiedenen anderen Stellen der Fall ist (vgl. z. B. N. vom Potzberg), dass die sehr schmalen Quergänge (die durchaus nicht stets rein quer sind) zumeist von grösseren streichenden Lagermassen nach dem Sattellinnern zu gerichtet sind, gleichsam als ob die Magmen der Aussenzone durch Hemmung im seitlichen Aufsteigen nach dem Streichen ins aufgerichtete Liegende senkrecht abgedrängt würden, was auch darlegen kann, dass das schief lagerhafte Aufsteigen sehr erleichtert ist und einen Vorsprung hat. Hierbei tritt eine kurze quere Gangapophyse in das Hangende gelegentlich nur da auf, wo das Lager seitlich überhaupt aufhört (vgl. Oberhauser Einschnitt Taf. II Fig. 10). — Die erwähnten Gänge scheinen daher an den seitlichen Längs-Sattelungen der Senke ihre natürliche Grenze gefunden zu haben. Ähnliches dürfte für den Südflügel gelten, wo Intrusivgesteine NO. von Ober Bexbach im Buchwaldgrund, am Wellesweiler Hof, am Neubreitenfelder Hof W. Waldmohr noch unter der Trias auftauchen und in dem Gang bei Schmittweiler ihr Ende finden; dies deutet eine grössere Verbreitung von Intrusivgesteinen in dem schon prätriadisch bedeckten Gebiete an. 5. Ist im Anschluss an letzteres nun zu betonen, dass der Südflügel der Steinbacher Senke völlig frei von intrusiven Eruptivgesteinen ist, die schwach erst wieder südlich von Potzberg beginnen, um nach Osten zu sich an Zahl und Masse zu steigern. Dies

¹⁾ Durch die Melaphyrint intrusionen bewirkte Abgüsse von den feinen Ausstreicherregelmässigkeiten an den der Intrusion voraufgegangenen Zerspaltungsklüften kenne ich an mehreren vertikalen Melaphyrgängen; es sind mir aber nie Abgüsse von Verrutschungsklüften bekannt geworden; dass man es hier wirklich mit Klufferfüllungen, d. h. mit wohl vorgebildeten Intrusivwegen zu tun hat, das beweist ausser ihrem liniengeraden Verlauf, ihrer in Länge und Tiefe gleichbleibenden Breite auch das Studium der Sedimentsbegrenzungsflächen. Solche Gänge von 8 km Länge, die sich auf diese Länge nicht wesentlich aus ihrer Richtung, bis über 250 m Tiefe nicht wesentlich aus ihrer saigeren Stellung und in beiden Dimensionen nicht wesentlich aus ihrer Breite abweichen, einfach (vgl. GRABER, Zentralbl. f. Min. etc. 1903 S. 374) durch Wirkungen des Magmas an Haarspältchen als Stellen geringster Kohäsion zu erklären, geht wenigstens hier nicht an. Da hier die Ablenkungsmöglichkeit der Magmen nach allen Seiten eine zu grosse ist, ganz besonders aber die Schichtklüfte als Richtungsflächen viel geringerer Kohäsion und viel leichter Verdrängungs- und Ausweichungsmöglichkeit der hangenden Schichten nach der freien Satteloberfläche gar keine Quergänge nach dieser Entstehungsauffassung zuliesse, wenn nicht andererseits das Fliessen der Magmen in diesen Querrichtungen ausserordentlich erleichtert wäre. Zudem ist es nicht einzusehen, warum — da die Haarspalten in Richtungen geringster Kohäsion doch wohl nur eine tektonische Entstehungsursache hätten — diese gleiche Ursache, welche auf eine Trennung der Teilchen längs grosser Transversalflächen ausgeht, gerade bloss nur stets bis zur Scheidung vorgehen und von diesem Moment an zu wirken aufhören soll, statt dass sie an vielen Stellen weiter gehend auch eine Entfernung der gespaltenen Hälften voneinander wenigstens für eine gewisse Zeitdauer zur Folge hat.

scheint mir einen grossen Gegensatz zu dem Nordflügel des Sattels in der Senke zu bilden, der nicht ohne Bedeutung sein kann.

Wenn schon die Folgerung nicht umgangen werden kann, dass der kleine nordöstlich gerichtete nördliche Teilsattel der Senke eine Art Barre gegen das Eindringen oder das südöstliche Vordringen der Magmen gebildet hat — nach meiner Ansicht hier die tektonische Eröffnung der Klüfte ihr Ende gefunden hat — so muss dem Fehlen jeglicher Intrusionserscheinung sowohl an den seitlichen Rändern als in der Mitte und der ganzen südlichen Längsflanke der Senke, kurz in dem nach Südosten offenen Teil, ein besonderes Gewicht in der Beurteilung der Senke zugemessen werden.

Als argumentum ad hominem muss es mindestens gelten, dass in dieser Senke, wo sich seitlich und in der Mitte vielfach die alten Dislokationslinien kreuzen, gar keine Eruptivgesteine auftreten, wenn man, wie der als Kenner des Gebiets vom Schreiber dieses hochgeschätzte A. LEPLA, daran festhält, dass Dislokationen, die ich etwas später ansetzen möchte, schon während der Sattelbildung selbst mit ihren Zerreiassungsklüften die Durchlässe für die aufdringenden eruptiven Glutflüsse schufen (l. c. 1904 S. 51). — Ich möchte dagegen glauben, dass es gerade die Tatsache einer normalen Einmündung ohne ältere Zerklüftung ist, die dem Aufbruch von streichenden und queren Schichtspalten weniger Gelegenheit bietet, wobei besonders zu bedenken ist, dass bei der Entstehung der Senke aus einer permkarbonischen Ablagerungsmulde diese viel geringere Bewegungen ausführt als die relativ stärker gehobenen und umgewölbten Sattelteile, die Mulde also von Zerreiassungen jeder Art vielmehr verschont bleibt (vgl. Kap. XII Schluss)!

VII. Gliederung des Pfälzer Sattels in zwei schwächere Längssättel.¹⁾

Wir haben oben bei der Besprechung der queren Senke zwischen Potzberg und Höcherberg auf die Reste zwei paralleler aber schmaler Längssättel aufmerksam gemacht, deren Firstlinien ungefähr 3 km von einander entfernt sind. Auffällig ist nun, dass südlich vom Hermannsberg (und Königsberg) kleine kuppenförmige Teilsättel lagern, deren Firstlinien auch nur 3 km von jenen entfernt liegen. Die Sattelpuppe südlich von Hermannsberg mit einer breiten Melaphyrmasse im Kern ist nach den Aufnahmen von v. AMMON und BURCKHARDT fast ringsum von Breitenbacher Schiefen und zum Teil Potzbergschichten umgeben; nur an einer kleinen Stelle, die wir als letzte Ausläufer jener grossen an der Südflanke des Sattels von SW. her kommenden und hier austreichenden, an dem grossen Eulenbisser „Horst“ gestauten Störungzone erkannt haben, ist die Sattelung unterbrochen. — Südlich von Königsberg liegt die Sellbergkuppe, die bei Essweiler durch ein deutliches Einbiegen der Breitenbacher Schichten noch eine ähnliche sattelkuppenförmige Lagerung andeutet, zum mindesten einer Flexur oder treppenförmigen Lagerungsstufe der Potzbergschichten entspricht (vgl. Kap. XI Anm. 1).

Diese Einbiegung zeigt sich auch in der Krümmung des Konglomerats an der Rammelshöhe, das zweifellos das gleiche Konglomerat ist, das die Sellberghöhe selbst krönt; bezüglich des letzteren habe ich nachzutragen, dass die Darstellung in dem Profil IV, die auch in v. GÜMBELS Geol. v. B. II. S. 960 dargestellte Ansicht verkörpert, als ob das Konglomerat in den Bergkörper hineinfalle; dies halte ich nicht für richtig, nicht nur die Begehung, sondern auch der gemachte Vergleich zwischen

¹⁾ Vgl. hierzu Taf. III Fig. 4.

Schichteneinfallen von 20° und dem Böschungswinkel von 30° an dem oberen Bergabschnitt der mehr gerundeten Kuppe beweist, dass die Konglomeratschicht aufgelagert ist, dass wir es hier mit dem flachen Teil einer Schichtenumbiegung zu tun haben, dessen Westflügel an der Rammelshöhe zu sehen ist, deren entsprechender Ostflügel durch die grosse Ostverwerfung in die Tiefe gesenkt ist. Desgleichen ist die südliche Streichverbindung beider Konglomeratzüge durch eine Verwerfung abgesenkt, deren scharf abschneidende Wirkung besonders am Südende des Zuges an der Rammelshöhe deutlich ist; auch das Nordende dieses Zuges ist scharf abgebrochen, ohne Zweifel tektonisch verursacht; die vermutete Richtung einer Störung an dieser Stelle ist in der Karte angegeben. An der anderen Seite des Sellberges, an der Einbiegung nach dem Königsberg zu, habe ich etwa in der Mitte zwischen den Punkten 443 und 384 noch den grauen Dolomitskalk und Schiefertone von c⁶ in einem neuen Strassenaufschluss feststellen können und nachgetragen; hierdurch ist die Richtung und Sprunghöhe der Verwerfung östlich vom Sellberg deutlicher zu erkennen.

Als eine unzweifelhafte Fortsetzung des nördlichen Teilsattels der Steinbacher Senke erweist sich ferner die ins Hangende verworfene quere Sattelung Bistrichwald-Krummacker Höhe, deren Achse sich nach der Einbruchscholle von Welchweiler am NW.-Fusse des Hermannsberges senkt.

Es liegt ein in gewisser Hinsicht umgekehrtes Verhältnis zwischen diesem gesamten Höhengebiet und der im vorigen Kapitel behandelten Senke vor; die zwischen den breiteren Sattelkuppen in jenem liegenden länglichen Mulden und Muldenreste sind schmal, während in dem Gebiet der Steinbacher Quersenke naturgemäss die Längsmulde breit und die Sättel schmal sind. Dies weist auf eine allgemeinere tektonische Ursache hin und es ist die Frage, ob sie sich auch weiter nach Osten zu geäußert habe. Es lassen sich in der Tat auch hier zwei Linien von an einzelnen Stellen unregelmässig unterbrochenen Sattelungen feststellen. Die Firstlinie der nördlichen Sattelung geht von Tiefenbach zwischen Hohenöllen und Einöllen, nördlich vom Ingweiler Hof und Nussbach nach Waldgrehweiler zu, wird hier durch quere Verwerfungen abgeschnitten und nach Norden verworfen; dann zieht sie in paralleler Richtung von Kahlforst über Moschellandsberg nach dem Alsenztal, wo sie zum zweiten Male abgeschnitten ist. Die fernere Fortsetzung liegt fast in der linearen Richtung der vorher unterbrochenen Firstlinie und verläuft von Kalkofen zwischen Winterborn und Niederhausen nach Tiefental an der hessischen Grenze.

Die Fortsetzung der südlichen Potschberg-Sellberg-Sattelung ist zuerst un- deutlich und zwar infolge einer queren Sattelung und Muldung, welche von SSO. (zwischen Schallodenbach und Gehrweiler) nach NNW. streicht; von Hefersweiler zieht sie über Rudolfskirchen, Schönborn, Stahlberg, Dielkirchen, St. Alban, Kriegsfeld, Reilsberg, nach Niederwiesen (Hessen) und läuft nördlich von Weinheim, unter das Tertiär untertauchend, aus.

Im westlichen Drittel sind die beiden Firstlinien auch nur 3 km von einander entfernt; im grossen Moschellandsberger Trum, in dem nur die nördliche Firstlinie verschoben ist, werden es 6 km; östlich davon sind es 4 km, zuletzt 5—6 km. — Am Stahlberg und Moschellandsberg bezeichnen die Sattelhöhe auf Quer- und Längsspalten die Quecksilbergangbildungen, wie an der Potzbergkuppe, östlich von Kriegsfeld taucht ein isoliertes Quarzporphyrvorkommen aus dem First auf.

Auch für diese Sattelungen ist festzustellen, dass sie älter sind, als die gesamten sie durchkreuzenden und verschiebenden Verwerfungen und dass keine Anzeichen vorliegen für ihre Entstehung in Schleppungs- oder Stauchungsvorgängen.

Wenn so das Auftreten von zwei Längssattelungen innerhalb der Breite des Hauptsattels unzweideutig festgestellt ist, so müssen wir noch einer unzweideutigen Quer-Sattelung und Muldung gedenken, welche sich jener zwischen Potzberg und

Höcherberg an die Seite stellt. Es ist dies der Sattel vom Elkersberg NO. von Schallodenbach und die nordöstlich sich anschliessende Mulde, welche vom Südrande des Sattels 2,5 km rein quer in NNW.-SSO.-Richtung und von ähnlicher Breite in diesen hereinreichen; nördlich gegen Heimkirchen zu ist diese Elkersbergkuppe wieder durch eine schmalere streichende Mulde abgeschlossen.

Das Auftreten dieser kleinen randlichen Kuppen und Senken ist von besonderer Wichtigkeit für das Verständnis der im Donnersberger und Ebernburger Gebiet liegenden randlichen Kuppen, deren Kern wie am Königsberg von Porphyrit und Porphyrit eingenommen ist.

Die Elkersbergkuppe hat sicher auch schon zur Zeit des Mittleren Ober-Rotliegenden existiert, da sie ganz deutlich die Grenze gewisser Faciesentwicklungen in dieser Stufe und eine Barre gegen die Westausbreitung der diabasischen Grenzmelaphyre des Mittleren Ober-Rotliegenden bildete; sie ist aber meiner Ansicht nach noch viel älter (vgl. unten); zu der erwähnten Zeit lässt sich aber ihr Einfluss in den anlagernden Sedimenten zum erstenmal deutlicher nachweisen.

Es ist wahrscheinlich, dass westlich neben dieser Kuppe auch eine nordwestlich-südöstliche Muldung existierte, welche die Ursache eigentümlicher Ablagerungs- und Lagerungsverhältnisse war (vgl. unten); ebenso liegen Anhaltspunkte vor, dass eine Terrainsenke von Nordwesten her in der Richtung nach Lauterecken (also nach dem Königsberg-Teilsattelzug) läuft, welche zur Zeit des Mittleren Ober-Rotliegenden von Sedimenten erfüllt wurde, deren Reste noch in der Richtung der Senke auch über das Schichtausstreichen tieferer Komplexe übergreifend nachzuweisen sind.¹⁾

Es sind das Tatsachen, welche nahelegen, dass auch der Ostabfall des Königsberges durch ähnliche Vorgänge beeinflusst ist, wie der des Höcherberges und der Westabfall des Potzberges, durch Vorgänge, welche nicht lokal sind, sondern, gesetzmässig fast senkrecht zum Sattel gerichtet, sozusagen zum weiteren Bauplan des Pfälzer Sattels gehören.

Es werden sich so die queren Schichteneinmüldungen zwischen Potzberg und Königsberg, welche die Sattelungsfirstlinien durchkreuzen, besser verstehen lassen; sie sind hier an der engsten Stelle des Sattels noch beeinflusst durch die tiefe Einmüldung zwischen Höcherberg und Potzberg, stufen sich daher zwischen Potzberg und Hermannsberg, zwischen dem letzteren und dem Königsberg an Breite ab.

Wir können also die Ansicht aussprechen, dass der Pfälzer Sattel nicht eine einheitliche Aufwölbung ist, sondern in der Mittelzone aus zwei Längsfirsten besteht, denen unregelmässigere randliche angelagert sind, dass mit dieser Kontraktion der Masse in NO.-SW.-Richtung, wie auch in den Alpen, regelmässigere sowie unregelmässige Kontraktionen in darauf senkrechter Richtung, d. h. Einmüldungen in NW.-SO.-Richtung verbunden sind. Diese Längsfirste geben, besonders seitlich von den Kreuzungsstellen mit den Quermulden, vereinzelt aufsteigenden Magmen Gelegenheit zu höherem Empordringen; deren Ausdehnung ist aber natürlich gering zu der Ausdehnung der Firstlinien in der ganzen Sattellänge.

Was die mit dieser Kontraktion ursprünglich verbundene grosse Unregelmässigkeit der Höhenlagen gleicher Schichtsysteme betrifft, so haben wir die Überzeugung erlangt, dass die annähernde Gleichheit der Höhenlagen der hauptsächlich in Rede stehenden Gebirgserhebungen erstens auf die in der Westhälfte des Sattels gehäuften Senkungserscheinungen und endlich in der ausgleichenden Wirkung der Erosion beruht, dass eine ursprünglich gewaltige Erhöhung des Pfälzer Sattels in der jetzigen Verbreitung des tiefsten Karbonaufbruchs bestand, deren Achse sich allmählich in welligen Biegungen nach Nordosten zu herabsenkte. Dass in der Potzberg-Königsberggruppe auch der westliche Bergkopf, der Potzberg selbst, ursprünglich

¹⁾ Ich meine hier ein Vorkommen von Waderner Quarzitkonglomeraten zwischen Windhof und Sonnhof (Höhe zwischen Üden-Cappeln und Lauterecken) im Bereich der Oberen Cuseler Schichten; es ist in einer Übersichtsaufnahme des preuss. Teiles des Blattes Kusel der geogn. Karte Bayerns eingetragen.

die bedeutendste Erhöhung war, wie er, auf die westliche breitere Einmündung folgend, auch die breitere Quereinmündung von den beiden nach Osten zu folgenden Quersenkungen östlich zur Seite hat, das ist bedeutsam; die östlich vom Königsberg liegenden queren Einfaltungen haben noch etwas geringere Tiefen.

Dass die Quersenkungen mit der Anlage des Pfälzer Sattels eng verbunden sind, das scheint mir nicht nur daraus hervorzugehen, dass schon die älteren Störungsepochen sie als „Mulden“ durchschneiden und verwerfen, sowie daraus, dass sie gelegentlich ungestört schon von Sedimenten des Mittleren Ober-Rotliegenden erfüllt sind, sondern es scheint auch aus ihrer Lage und einer gewissen Reziprozität zu den Sätteln geschlossen werden zu können. Die stärksten Einfaltungen finden von dem Südrand des Sattels aus statt und stauen sich an den nördlichen Teilsätteln, deren Erhebungen durchgängig die stärkeren sind; andererseits sind auch diese nördlichen Teilsattelerhebungen in den queren Mulden viel schwächer als in den grösseren Sattelgebieten, was auf gleichzeitige und ausgleichende Vorgänge schliessen lässt.

Was die Entstehung der zwei Längssattelfirste betrifft, so ist sie durch folgendes vorstellbar zu machen. Wir kennen im Norden ein Transgressionsgebiet, in welchem von den Oberen Cuseler Schichten an, die in weitaus älteres Ufergebiet hinübergreifen, immer weitere randliche Landgebiete von Sedimenten bedeckt werden; das Verhältnis des Transgressionsmasses zu der Mächtigkeit der Schichten lässt auf eine Senkung schliessen, deren Folgen, wie man vermuten darf, auch auf dem parallelen Südrande des Beckens in Erscheinung treten. Die grosse Masse des eigentlichen Karbon bildet aber unter diesem weniger mächtigen transgredierenden Permkarbon einen einheitlichen Stock, der, wie anzunehmen, eine mittlere Lage gegenüber den seitlichen Verbreitungsflügeln des Permkarbons haben mag; auf diese randlich austreichenden Seitenflügel wirkt aber bei der Kontraktion die randliche Kontinentalmasse zuerst einmündend; dieser Prozess würde fort dauern, wenn nicht in der Region des tieferen Karbonstocks eine Stauung eintreten würde, die zu einer Ausweichebewegung in die Höhe führen kann; diese Wirkung würde aber von N. und S. zu gleicher Zeit und wohl in nicht zu sehr verschiedener Stärke eintreten, sich daher in einer mittleren Hauptsattelung mit zwei äusseren Teilsätteln äussern können.

Diese Vorstellung des Vorgangs würde einschliessen, dass der Sattel fast einer Mittelregion des alten Ablagerungsbeckens besonders zur Zeit des Unter-Rotliegenden entspräche. Wir haben dieser Meinung auch in unseren Vergleichen über die Faciesverhältnisse des Permkarbon Ausdruck gegeben und halten daran fest, wenn wir auch die Mächtigkeitsverhältnisse der südlichen Randzone mit dem ihr früher beigemessenen Gewicht nicht mehr anführen können; es bleiben doch Faciesgründe genug bestehen.

Nach unserer Meinung ginge dann der Südrand des Beckens parallel der gesamten Gebirgsrichtungslinie etwa durch die Mitte der Triasmulde. LEPPLA setzt dagegen in diese Linie auch die Mitte der Karbonmulde; ich habe indessen die Meinung, dass sich die Überzeugung Bahn brechen wird, dass der südliche Triasflügel zum grossen Teil den Raum einnimmt, der erst durch die Transgression des Mittleren Ober-Rotliegenden über ein Grundgebirge für die fernere Sedimentation gewonnen wurde.¹⁾

Wir fügen hier noch eine durchziehende Zusammenfassung des Verlaufs der beiden Sattellinien im Anschluss an das Kärtchen Taf. I Fig. 4 bei.

In dem Gebiet zwischen Saar und Blies-Ohmbach sind beide Sattellinien, wie es scheint, in der nach SW. zunehmenden Breite des Sattelaufbruchs enthalten; das breite Ostende der Karbonsattelung am Höcherberg hat zwei scharfe Ecken, die unter 1. und 2. besprochen werden.

1. Das Nordosteck bei Altenkirchen läuft in den Nordsattel der Steinbacher Quermulde aus, er reicht bis fast an den Fuss des Potzbergnordrandes und streicht in ihn ein.

2. In der Fortsetzung des weniger deutlichen SO.-Ecks zwischen Dunzweiler-Waldmohr liegt von Haschbach über Glan-Münchweiler hinaus nach dem südlichen Potzbergfuss zu ein südlicher Teilsattel in gleichartiger, nicht so langer Schichtenhebung wie der nördliche.

¹⁾ Ganz abgesehen davon, dass auch auf dieser Seite eine Transgression der Oberen Cuseler Schichten über Untere Cuseler (mit Karbon) möglich ist.

3. An letzteren schliesst sich die nach NNO. gerichtete Hauptachse der Potzbergkuppe an; an dem dieser parallelen Nordrand verschwindet der Nordsattel, von der Hauptkuppe, die mehr der Südsattelung zuzuteilen ist, absorbiert.

4. Der Nordsattel erscheint wieder, vom Potzbergnordrand ausgehend, tektonisch verworfen, wie in der Steinbacher Mulde als nördlicher Abschluss der Bruderwaldmulde, wenn er sich auch in W.-O. nach dieser absenkt und in dieser eine mit dem Hermannsberg konforme Biegung erzeugt; die Achse der Bruderwaldmulde (bei Bosenbach nach NO. verworfen) läuft nach SO., die Mulde erweitert sich hier sehr stark; der Südsattel verschwindet hier in ihr, doch scheinen noch Andeutungen in der Störungsregion zwischen Friedelhausen und N. Staufbach (Hüttenwald) von ihm erhalten zu sein.

5. In der Zwischenregion nach der queren Essweiler-Oberweiler Mulde entspricht die Hermannsbergkuppe dem Nordsattel, die Potschbergkuppe dem Südsattel; die sie trennende Längsmulde ist bruchtektonisch verschmälert; die Nordkuppe erscheint durch Senkungen (Welchweiler-Oberweiler) in ihrem Nordrand etwas nach SO. vorgeückt.

6. Die nächstöstliche Höhenregion zeigt den gleichen, besonders auf der Westseite noch deutlicher doppeltkuppenartigen Aufbau; der Königsberg entspricht dem Nordsattel, der undeutlicher getrennte Sellberg dem Südsattel.

7. Die Entfernung der eckigen Umbiegung des Ausstreichens, z. B. der Unteren Cuseler Schichten bei Tiefenthal im N. und Rossbach im S. deutet die Breitenfortsetzung der Sattelungen nach O. an; fast ununterbrochen setzt der Nordsattel vom Königsberg-Mittelpunkt über Tiefenbach bis nach Waldgrehweiler ins Moschelbachtal fort; nach N. verworfen erscheint er in der Linie Kallforst-Ml.-Landsberg; dann wieder nach S. verworfen, setzt er sich in der Linie Kalkofen-Tiefenthal fort. Der zuerst undeutliche Südsattel zieht von Hefersweiler über Rudolphskirchen, Schönborn, Stahlberg, Dielkirchen, St. Alban, Kriegsfeld und Niederwiesen; auch hier zeigen einzelne Punkte der Sattellinie Durchbrüche von Eruptivgesteinen und Infiltrationszentren von Erzen.

8. Ausser den zwei mittleren Längssätteln und Mulden zeigen sich noch auf der Westhälfte des Sattels nördlich und südlich kleinere, randliche, von queren Muldungssenken durchkreuzte, streichende Sättel und Mulden: bei Schallodenbach (Elkersberg), bei Donnersberg (Falkenstein-Mordkammer), zwischen Ebernburg und Waldböckelheim (Porphyrit von Lemberg in der Achse des südlichen Sattels); eine nicht ganz randlich gelegene Quermulde liegt bei Callbach und lässt den Sattel von Obermoschel auf der Westseite stärker kuppenförmig abgesetzt erscheinen.

9. Darnach ist der Pfälzer Sattel nicht als eine einzige längliche Sattelkuppe aufzufassen, sondern als ein System von welligen Aufbiegungen, deren grösste Sattelungshöhe in dem nördlichen Sattelfirst erreicht wird; mit ihnen zeitlich und durch die Gesamtkontraktion genetisch engstens verbunden sind eine Anzahl querer Sattelungswellen, die im SW. des Sattels ihre höchste Höhe erreicht haben und an Breite, sowie an Tiefe der Muldenzwischenräume von SW. nach NO. zu abnehmen.

VIII. Allgemeinere Angaben über das Alter der queren und streichenden Teilfaltungen.

Wir haben oben darauf aufmerksam gemacht, dass das Alter der Potzberg-Höcherberg-Senke im ungefähr bestimmt ist durch die übergreifende Auflagerung von Ober-Rotliegendem, das hier weniger den mit dem Grenzmelaphyr selbst verbundenen Transgressionsbreccien und Konglomeraten ähnelt, sondern den in höherem Niveau liegenden, entschieden tuffigen Melaphyrkonglomeraten des mittleren und noch höheren Ober-Rotliegenden. Diese Gesteinsausbildung erinnert auch sehr an die gleichfalls mit bankigen Dolomitausscheidungen versehenen Melaphyr- und Quarzitkonglomerate der Waderner Schichten der St. Wendeler Ober-Rotliegenden-Bucht. Hiernach wäre das Alter der Steinbacher Senke zum mindesten mitteloberrotliegend; es gehörten die Schichten zu der Facies der „Waderner Schichten“.

welche bei St. Wendel ebenso wie bei Mecheln und Clarenthal (hier zwischen Buntsandstein und Karbon) nachgewiesen ist.

Es erübrigt hier noch, ehe wir zu weiteren Tatsachen bezüglich des Alters der Einfaltungen übergehen, über die in Erläut. zu Blatt Zweibrücken an verschiedenen Stellen zum Vergleich mit den Verhältnissen der Senke zwischen Potzberg und Höcherberg (G. B. l. c. S. 131) angezogene St. Wendeler Bucht einiges Ergänzende hinzuzufügen. Sie erscheint in einer nordwestlich-südöstlich gerichteten Längsverbreitung des Mittleren Ober-Rotliegenden (Waderner Schichten) und des Buntsandsteins, deren jetzige Begrenzung durch sämtliche Verwerfungsperioden beeinflusst scheint. Ein von LEMPLA besonders hervorgehobener Teil ist der zwischen Namborn und Guidesweiler (Bl. Nohfelden), wo diese Abteilung des Ober-Rotliegenden in einer grabenartigen Einsenkung der Oberen Lebacher liegt. Wichtig sind hier zwei Punkte: 1. der Graben wird im Nordabschnitt noch zu beiden Seiten von Bruchresten der Söterner Schichten begrenzt (zugleich mit hangender „Mittelzone“ des Grenzlagers) und die Waderner Schichten transgredieren über die Grenze der Verbreitung der Söterner Schichten nach Süden zu noch auf Obere Lebacher Schichten; dieser Graben ist also permisch, nicht etwa präpermisch. Parallel zu den beiden diesen Teilgraben seitlich begrenzenden Verwerfungen verläuft offenbar von Namborn nach Eisweiler-Hofeld eine Linie gleichsinniger Verschiebung der Schichten (Grenzmelaphyrlager, Söterner Schichten und Tholeyer Schichten mit eingeschlossenem Intrusivlager beim „Schloss“ zwischen Eisweiler und Hofeld); sie ist im bayer. Blatt Kusel als „vermutet“ eingezeichnet und bewirkt eine schmale grabenartige Erstreckung der Waderner Schichten nach SO. (von Heisterberg nach Eisweiler); 2. transgredieren die Waderner Schichten über eine zu diesen Gräben senkrechte Verwerfung, welche einen nördlichen Komplex von Oberen Lebacher Schichten neben einen südlichen von oberen Oberen Cuseler Schichten absenkt, so dass noch jetzt die Waderner Schichten sogar bis nahe an das Ausstreichen der Unteren Cuseler Schichten im S. heranrücken. Die seitliche Ausdehnung dieser queren Mittel-Oberrotliegenden-Verbreitung ist besonders auf der Westseite deutlich zwischen Bliesen und Winterbach (bzw. westlich davon) durch eine grosse Längsverwerfung begrenzt, wie auch (vgl. Erl. z. Bl. St. Wendel) östlich von St. Wendel eine ähnliche Störung die Ostgrenze dieser erweiterten Grabensenke kennzeichnet; es kann wohl kaum einem Zweifel unterliegen, dass diese fünf Parallelstörungen nur einem Zeitraum angehören, d. h. der permischen unmittelbar vor der Transgression des Mitteloberrotliegenden (S. 117), sonst wären schon die Söterner Schichten in das breite Gebiet Osenbach-Guidesweiler-Namborn-Winterbach-St. Wendel vorgedrungen; 3. eine weitere prätriadische Senkung vertieft die St. Wendeler Senke nach Süden, weist aber der Trias eine etwas einseitige nach Westen liegende Verbreitung und Transgression über die prätriadische Ablagerungsgrenze des Ober-Rotliegenden an. Es scheint, dass zu gleicher Zeit mit dem Einmünden der Senkung Nieder-Linxweiler-Remmesweiler auf der das permische Senkungsgebiet westlich begrenzenden Verwerfung eine Nachsenkung mit einer Verlängerung des Bruchgebiets nach Süden stattgefunden hat.

Zu einer gewissen Zeit des Unteren Ober-Rotliegenden, wo die Nohfelder Masse schon existierte und Tonsteine bzw. Felsituffe über gehobene blossgelegte Untere Lebacher Sch. sich ablagerten, war aber die quere Senke im Süden noch nicht vorhanden; die Söterner Schichten stauten an einer Südwest-Nordost gerichteten Barre aus aufgerichteten Oberen Lebacher Schichten, welche auch (vgl. l. c. S. 119. Anm.) in der Nordost-Fortsetzung für die schwerflüssigen Effusivmagmen gilt, von denen die der Mittelzone jene der Sohlzone und diese die Verbreitungsgrenze der Söterner Sch., südlich von Freisen, nach Süden zu transgredieren.¹⁾ Das Merkwürdigste ist nun, dass der in diese Schichten eingesenkte und die Waderner Schichten aufnehmende tektonische Graben zwischen Guidesweiler-Namborn, dem ein paralleler Heisterberg-Namborn-Eisweiler anliegt, durch eine permische Senkung derart an den südlichen Komplex der Verbreitung der Cuseler Schichten angelagert ist, dass zwar erstere Grabensenkung in eine Senke der letzteren einmündet, aber in dieser in darauf senkrechter Richtung nun fast vierfache Ausbreitung der Waderner Schichten ermöglicht ist, also hier im tieferen Schichtenniveau eine südwest-nordöstlich, also streichend verlaufende Vertiefung mit der queren Grabenbucht verbunden wurde; man hat Gründe zu der Annahme, dass diese streichende Senke auf

¹⁾ Auch in der weiteren Fortsetzung nach Nordosten zu (naheabwärts) tauchen infolge dieser effusiven Transgression die Konglomerattuffe der Söterner Schichten nur sporadisch unter dem Grenzlager auf; die grösste Breite und Stärke dieses Transgressionsgebietes entspricht in auffälliger Weise dem grossen Senkungs- und Faltungsgebiet zwischen dem Höcherberg und dem Ostabfall des Königsbbergs, so dass mir auch hierdurch die beiden Gebiete in Beziehung gesetzt erscheinen, letzteres daher als präpermischen Alters bestimmt würde.

einer tektonischen¹⁾ Grundlage entstanden ist, vielleicht auf schwer festzustellenden streichenden Senkungen, welche die Hofelder Querstörung und die des Porphyrmassivs südlich begrenzen, nahe der Wasserscheide zwischen Nabe und Bliesen.

Die unter 1. und 2. angeführten Senkungseinbrüche haben noch eine Parallelerscheinung am westlichen Rand der grossen Baumholder Grenzmelaphyrmasse, welche in permischer Zeit relativ gehoben erscheint, so dass nach der Kartierung von ROLLE, GREBE und LEPLA (Blatt Freisen zw. Wolfersweiler u. Asweiler) die Waderner Schichten bei tiefer Lagerung der Sedimentation in N.-S.-Richtung von Tholeyer Schichten über Söterner Schichten, mittlere und obere Zone des Grenzlagere transgredieren. Die Waderner Schichten dringen von der Gegend von Sötern im Anschluss an den Nohfelder Felskörper nach SSO. vor und fanden sozusagen an dem Westrand der Baumholder Masse eine östliche Grabenbarre. Primsmulde und Nabe zeigten also mindestens schon zur Zeit des Mittleren Ober-Rotliegenden eine Untergrundströmung, die nach meiner Ansicht schon vor Entstehung der Nohfelder Masse in einem gewissen Grade bestand. — Die Primstalmulde mit diesem westlichen Abschluss war auch massgebend für die Verbreitung der Trias, die jetzt vom St. Wendeler Verbreitungsgebiet durch den grossen Triaseinbruch Wadern-Wahlen abgetrennt ist; letzter Einbruch setzt sich mit homologen Bewegungen in das Rotliegende fort und endigt, allmählich ins Verbreitungsgebiet des Unter-Rotliegenden übergreifend, nördlich der Nohfelder Masse bei Birkenfeld.

Die St. Wendeler Bucht ist also ein in kleinem Aufbau eckiger Einsenkungsgraben, wie wir einen ähnlichen bei Saal-Bubach OSO. von St. Wendel im bayerischen Gebiete haben, der aber mit den vorher erwähnten Einsenkungen vom Rande des Sattels nach innen keine Ähnlichkeit hat; am wenigsten können wir einem solchen Graben die Senke zwischen Höcherberg und Potzberg gleichsetzen.

Wir erwähnten, dass in der Prims-Nahetalmulde schon vor der Ablagerung des Unteren Ober-Rotliegenden einschliesslich der effusiven Grenzlagergesteine eine kuppen- oder sattelförmige Erhebung stattgehabt hätte, in deren Kern der Felsitporphyr der Nohfelder Masse eingepresst wurde; wir sehen aber, dass die Hauptstörungserscheinungen in der südlichen und südwestlichen Umgebung dieser Masse offenbar einer nächst jüngeren Periode angehörten. Das Gleiche gilt von der nördlich der Masse laufenden streichenden Verwerfung. — Dabei ist es doch erstaunlich, dass nach Abzug dieser Störungen gar keine bedeutenderen älteren Störungen, welche man auf die Sattellentstehung an dieser Stelle oder den Aufbruch des Porphyrs zurückführen könnte, vorliegen. A. LEPLA erwähnt zwar bezüglich des 3—4 km langen Ganges W. von Winterbach, dass die Parallelität mit den Verwerfungen schliessen lasse, dass die Zeit der Emporpressung des Magmas sich an die Zeit der Verwerfungsbildung unmittelbar anschliesse; ich kann indessen nur folgern, dass die Verwerfungen auf denselben älteren Kluftrichtungen stattfanden, in denen auch die Magmen schon vorher aufdringen konnten. Auffällig ist, dass nach der Kartierung der Gang über die Querverwerfung hinüberzusetzen scheint, als ob er jünger wie diese wäre; aber auch diese Folgerung ist nicht ohne weiteres auszusprechen, da ein völlig saigerer Gang durch eine saigere Querverwerfung, d. h. reine Hebung nicht seitlich verschoben wird, wie flacher einfallende Schichten (vgl. den Gang Scharte Lachenpest-Dörnes östlich von Ulmet).¹⁾ — Für die Anschauung, dass die Erhebung des Pfälzer Sattels nicht ohne Dislokationen stattgefunden habe, erwähnt A. LEPLA l. c. 1904 S. 50, dass die Tholeyer Schichten S. von Birkenfeld schon vor Ab-

¹⁾ Für den Fall, dass die quere Verwerfung nicht durch den Intrusivgang (Augitsyenitporphyr), sondern dieser durch jene hindurchging, müsste dies Gestein jünger sein, als die Verwerfung, die permisch genannt werden darf. Dabei ist auffällig, dass es in seiner Erstreckung der oben erwähnten O.-W.-Verbreitung der Waderner Schichten entspricht, die wir für tektonisch verursacht halten möchten, als ob diese quer zum Graben liegende Senke und die Bildung des Raumes für die Intrusion in der Nähe der etwas älteren Verwerfung in einem ursächlichen Zusammenhang stände. Es könnte sehr wohl durch die streichende Nohfelder Verwerfung ein älterer streichender Aufblätterungsraum eingesunken sein, dessen Einbruch an der westlichen Seite zu einer Lüpfung an Verwerfungsspalten und zum Auftrieb von Magmen an diesen führen konnte.

lagerung der darüber liegenden Porphyrkonglomerate gestört seien; dies kann zugegeben werden, nur wird der Zeitpunkt nicht der der Sattelerhebung gewesen sein, sondern wohl der nach der Intrusion des Porphyrs, wie sich die von LEPLA erwähnten Punkte auch an die nächste Nähe dieser Intrusivmasse anschliessen. Ich habe in den Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken darauf aufmerksam gemacht, dass, wie die stärkeren Störungen vor der Waderner Transgression (l. c. S. 133), so auch kleinere Störungen sich unmittelbar an die Durchbruchzeit der Porphyre noch vor der Intrusion der Melaphyre (l. c. S. 129 unten) anschliessen und lediglich der näheren Umgebung der Porphyrintrusionen angehörten; schon die Vorgänge nach Intrusion der Porphyre und Porphyrite, die zu ihrer starken Vertikalzerklüftung führten, mussten ein Zusammensinken der Masse auf den Klüftflächen mit sich ziehen, was in den anlagernden Sedimenten kleinere Dislokationen bewirken musste. Weiterhin müssen bei der Lagerintrusion solcher Massen Höhlungen geschaffen werden (oder vorher geschaffen sein), deren Enden keilförmig zulaufen und kaum stets mit Magma ganz ausgefüllt wurden; auch in solche hinein müssen, besonders soweit sie liegend sind, Nachsenkungen zu erwarten sein, die die Oberfläche unregelmässig beeinflussen und Diskordanzen aller Art in kleinerem Masse hervorrufen.

Der Beweis, dass die Sattelbildung mit Dislokationen auf Klüften vor sich gegangen sei, ist daher bis jetzt noch nicht erbracht; nicht einmal das ist mit einiger Wahrscheinlichkeit festzustellen, ob eine tiefgehende quere oder streichende Zerklüftung und Zerreißung nach Schichtfugen während der Sattelbildung eingetreten sei oder erst bald nach ihr.

Wir erwähnten oben die am Rand des Sattel-Südflügels gelegene Elkersberg-Kuppe aus Oberen Cuseler Schichten, welche nördlich und östlich von einer sehr kleinen Muldung begleitet ist, südlich und westlich dagegen stark gestörte Lagerungen aufweist; besonders ist westlich der Grenzmelaphyr stark gestört nach NW. verworfen. Im Innern dieses Grenzmelaphyrsaums zeigen sich auf reduzierten Olsbrücker Schichten jene brecciösen, tuffigen Lagen, welche in einzelnen Stellen den Grenzmelaphyr sowohl im Liegenden als im Hangenden¹⁾ begleiten, sowie auch ihm eingelagert sind; sie wurden in den Erl. zu Bl. Zweibrücken kurz charakterisiert (vgl. auch oben S. 99); sie zeigen sich, wo der Grenzmelaphyr noch vorhanden ist, meist als umgelagerte, zerbröckelte Schiefertone und Tonsteine, nehmen aber auch örtlich andere Schichtfragmente auf und bestehen z. B. lokal aus Schiefer-tonfragmenten oder Sandsteinbrocken der Cuseler Schichten, ferner aus Breccien von Gangmelaphyren des Permkarbon, oder gehen in Porphyrkonglomerate über; auch habe ich sie zum Teil den höheren Transgressionskonglomeraten der Winnweiler Schichten (Waderner Stufe), also den oberen Porphyr- und Porphyritkonglomeraten in der Donnersberger Gegend zugerechnet, welche auch gelegentlich örtlich ganz ähnlich aussehen. Die Unterscheidung ist sehr schwer; jedoch lassen sich nach

¹⁾ Im Hangenden zeigen sich an mehreren Stellen auch einzelne Melaphyrgerölle, welche auf das Grenzlager selbst hinweisen, so dass dieses randlich bei noch fortdauernder Sattelerhebung zerstört erscheint und seine Geschiebe unmittelbar wieder in die Sedimente transportiert wurden; am Südflügel der Nahetalmulde scheint dies in umfassenderem Masse der Fall zu sein, so dass rein entwickelte Porphyrkonglomerate im Streichen in Melaphyrkonglomerate übergehen, sogar Melaphyrkonglomerate (von Intrusiv-Melaphyren) unter dem Grenzmelaphyr liegen, da diese Grenz-konglomerate im Transgressionsgebiet entstehen, so auch lokal den Charakter von Mergelschiefer- und seltener Sandsteinbreccien (mit dem Bindemittel von feinstens zerteiltem Detritus dieser Gesteine) annehmen.

meiner im letzten Sommer ausgeführten Revisionsbegehung gewisse Auftreten sicherer der übergreifenden Söterner Stufe zuteilen.

Als solche sehe ich mit völliger Gewissheit eine Ablagerung an obenbezeichneter Stelle an, welche gegenüber den sehr schwachen Begleitlagen des südlich vorgelagerten Grenzmelaphyrs selbst eine ganz ausserordentliche Mächtigkeit hat; da sie nun an der Stelle der zwar gestörten, aber zu erwartenden queren Mulde westlich von der Elkersberger Kuppe liegt, so glaube ich, dass die Mächtigkeit dieser Breccie gerade auf die Ablagerung in dieser seitlichen, vielleicht ruhigeren, queren Einbuchtung zurückzuführen ist — ein Grund mehr, diese quere, durch prätriadische und tertiäre Störungen betroffene Senke als präpermisch anzusehen.

Gleiche Ablagerungen treten nun — an einer inselartigen Stelle noch mit dem hangenden Grenzmelaphyr vergesellschaftet — im Innern vor dem durchlaufenden Saum von Grenzmelaphyr (dem hier auch ganz besonders diese Schichten beigesellt sind) auf und zwar in einer Linie einer gewissen höchsten Annäherung an die Achse des südlichen Teilsattels (Hofer Hof bei Dielkirchen, Gerbach und Schneeberger Hof), so dass man dessen Erhebung als eine Grenze ihrer Verbreitung ansehen kann.

Noch näher an den nördlichen Teilsattel heran, aber nicht weiter von dem nördlichen Saum von Grenzmelaphyr nach Süden zu, treten die gleichen Ablagerungen bei Obermoschel und Niedermoschel auf; es erweist sich hier die stärkere Erhebung im Verlauf des nördlichen Teilsattels als Barre gegen die weitere Ausbreitung dieser auf untere Obere Cuseler Schichten übergreifenden Ablagerung des untersten Ober-Rotliegenden.

Andererseits kann die Ablagerung gleicher brecciöser Sedimente in der Mitte zwischen beiden Teilsätteln, d. h. in der Synklinale von Mörsfeld als eine besonders mächtige Vertretung dieses Horizontes, in einer ruhigen Tiefenregion aufgehäuft und angesammelt, betrachtet werden.

Wir haben also in diesen inselartigen Erosionsresten von Ober-Rotliegendem gute Anhaltspunkte, die Zeit der Entstehung der queren und streichenden Einfaltungen ziemlich sicher festzusetzen; sie sind fast gleichzeitig mit der Entstehung des Gesamtsattels und sind lediglich Faltungserscheinungen, denen sich kaum mehrere und grössere Störungen, Zerreiassungen und Verschiebungen beigesellt haben — auf deren Art kommen wir noch zurück — als der Faltungsprozess bei den physikalischen Eigenschaften der Sedimentgesteine des Permkarbon notwendig mit sich führt.

Als eine bemerkenswerte Verbildlichung des von LEPLA l. c. 1904 S. 7 ausgesprochenen Satzes, dass in unserem Gesamtgebiet der Gebirgsbau der jüngeren Schichten an die Vorgänge in älteren geologischen Zeiten angeschlossen sei,¹⁾ darf die Tatsache angeführt werden, dass v. WERVEKE in der südwestlichen Fortsetzung des Pfälzer Karbonsattels unter die Trias in letzterer gleichfalls zwei Sattellinien unterscheidet, die durchschnittlich ungefähr 4 km voneinander entfernt sind und als die Folgen „einer posthumer Faltung im Sinne von STUSS“ über einer älteren karbonischen Faltung betrachtet werden, die aber von der karbonischen Sattellinie an der Saar 6 km parallel der alten Sattellinie nach NW. verschoben erscheinen (hier wohl infolge der grossen verschiedenartigen Störungen zwischen Trias und Karbon, der Diskordanzen und Einschaltungen in der Aufeinanderfolge der Formationen). Der Nachweis zweier Längssattel im pfälzischen Karbonsattel, deren Entstehung jedenfalls prätriadisch ist, unterstützt die oben erwähnte Auffassung einer Nachfaltung des erwähnten Geologen und alle die auf diese Theorie gegründeten praktischen Folgerungen.

¹⁾ Auf einer ähnlichen Voraussetzung beruhen meine sämtlichen in den Erl. z. Bl. Zweibrücken dargelegten Erörterungen über die Richtung der Einströmung, der Faciesdifferenzierungen, der Senkungen und endlich der Auffaltung und Einmündung des Permkarbon, der Bildung und Ausfüllung der anliegenden Ober-Rotliegenden-Mulden, der Triasmulde und ihrer der Ausgangszeit des ganzen Gebirgs fernliegenden spätesten tertiären Bruchtektonik.

IX. Besitzt der Potzberg einen Kern aus Eruptivgestein?

Durch die Auffindung eines kleinen Porphyrauftauchens im Bistrichwald, nordöstlich vom eigentlichen Potzbergfuss, konnte in den Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken S. 104 die schon von v. GUMBEL l. c. 1850 S. 88 und 114 aufgeworfene Frage erneut gestellt werden, ob nicht „im nördlichen Teile des Potzberges in der Tiefe noch ein Eruptivgestein porphyrischen Charakters verborgen sein könnte“; es wurde nun noch nachträglich ein weiteres kleineres Porphy- bzw. Porphyritauftreten am Hochbusch und Ländstel am Ost- und Südostfusse des Berges gefunden und es könnte obige Meinung mit erhöhtem Nachdruck ausgesprochen werden. Zugleich hiermit ist die Frage verknüpft, ob, wenn man die Porphyrvorkommen des in Rede stehenden Gebirges als lakkolithische Bildungen bezeichnet, ihnen auch die mit diesem Begriff gewöhnlich verbundene Charakteristik selbständiger Hebungstätigkeit des aufsteigenden und auftreibenden Magmas zuerkennen darf. Schreiber dieses hat auf Grund der weiteren Erfahrungen im Osten des Pfälzer Sattels im Anschluss an eine kurze Darstellung der Rolle der Eruptivgesteine in den Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken: „Bildungsweise der permkarbonischen Ablagerungen im Zusammenhang mit ihrer Geschichte“ S. 124—135, insbesondere S. 130—132, in Abrede gestellt, dass die Eruptivmassen ganz selbstständig den Weg und den Raum für ihre Lager geschaffen, sondern dass ihnen tektonische Vorgänge in erheblichem Masse vorgearbeitet hätten, wenn auch zugestanden wurde (S. 130), dass jene mit den auftreibenden Magmen noch gleichzeitig nebeneinander wirken konnten. Es wird kaum jemand sein, der sich völlig gegen die Auffassung wehren möchte, dass die aus Tiefen aufsteigenden Magmen nicht auch ausser den ihr eigenes Gewicht emportragenden Kräften noch solche zur Hebung des Gewichtes und zur Veränderung der überlagernden und anlagernden Massen übrig hätten, dass dieser Überschuss verschiedenartigste und verschieden grosse Wirkungen auf die Umgebung ausüben könnte. Es ist nun die Frage, in welchem Masse in unserem vorliegenden Falle, im Zusammenhang mit der Frage der tektonischen Entstehung des Pfälzer Sattels, überhaupt die Eruptivmassen gebirgsbildend oder gebirgsverändernd gewirkt haben mögen, ob die Kuppen des in Rede stehenden Gebirgsteiles, in deren Kernen zum Teil die Eruptivgesteine stecken, eben durch deren Intrusion in überwiegender Masse gebildet sind oder ob, ganz allgemein gesprochen, durch die tektonischen Vorgänge die eruptiven Kräfte „ausgelöst“ wurden, wie dies z. B. auch A. LEPLA, wenigstens in allgemeinerer Weise, für den Pfälzer Sattel annimmt.

Wir schicken zuerst eine kurze Überlegung darüber voraus, in welcher Weise sich ein in grösserer Tiefe befindlicher Stock (oder lagerförmige Intrusion) an der Oberfläche äussern muss; wir beziehen uns hier auf das für den Hermannsberg und Königsberg festgestellte Verhältnis von Eruptivgestein und Sediment und bemerken, dass dies zum Teil genau z. B. mit den Verhältnissen am Lemberg und zum Teil am Bauwald übereinstimmt, daher keine ganz isolierte Erscheinung im Pfälzer Sattel ist.

Zuvörderst ist zu bemerken, dass wir bei keinem der Eruptivgesteinsvorkommen jene Erscheinung von rein quer stehenden und glatt explosionsartig durchgeschlagenen, rundlichen Eruptions-schlotten besitzen, wie dies nach v. BRANCO für die Basaltvorkommen der schwäbischen Alp gilt.

Man könnte weiterhin von breit stockartigem Aufsteigen der Magmen reden, welche den einer flacher gekuppelten Oberflächenbreite des Magmas entsprechenden Teil der hangenden Sedimente aus ihrem seitlichen Zusammenhang ausgebrochen und emporgedrückt haben, dabei die seitlich liegenden Sedimente noch in Schleppung gehoben haben könnten, so dass sie dachartig an den Vertikalfächern der Stücke anlagen. Eine solche regelmässig seitliche Emporhebung, welche einen

eruptiven Stock mantelartig umgäbe, würde sofort dann eintreten, sobald das Magma aus den schon aufgerichteten älteren Gesteinen der Karbonunterlage in das letztere viel flacher gelagerte Gebirge vertikal eindrange; sie würde wohl aufzulösen sein 1. in eine stärkere Lüpfung an dieser Basis und 2. in eine Anzahl höher gelegener, schleppender Emporhebungen der sich physikalisch verschieden verhaltenden Gesteinskomplexe der höheren Schichtenreihe; dabei würden starre Massen von ihrer Unterlage auf weite, nach aussen auskeilende ringförmige Räume hinaufgehoben, in welche Räume das Magma selbst eindrange oder auch noch weniger starre Schichtenmassen hineindrängen würde; in grösseren Teufen würden diese Lagerungsveränderungen am intensivsten wirken und würden stationär sein, während in den höheren solche Lüpfungen wohl eher vom Magma unausgefüllt bleiben konnten und wieder später zusammensinken mussten, wobei nur die randlichsten Schichtpartien noch die Hebung in steiler Anlagerung an den Magmastock oder den mit diesem durchgebrochenen und emporgehobenen Schichtstock verraten könnten.

Eine solche Bergkuppe würde — abgesehen von dem Fall eines völligen Durchbruchs des Eruptivgesteins — in einer notwendigerweise zentral gelegenen Region innerhalb der Umantelung eine rings diskordant abgesetzte und abgegrenzte Masse viel tieferer Gesteine besitzen müssen, welche im Wesentlichen flache Lagerung hätten und einen nicht unbeträchtlichen Raum der Kuppenbildung selbst einnehmen würden.

Von einer solchen Anordnung ist, abgesehen von weiter unten zu besprechenden Tatsachen, am Potzberg auch nicht das geringste zu spüren; bis hoch hinauf haben wir gleichmässig mit dem äusseren Mantel einfallende Schichten und einen nur etwas geringeren Raum flacher liegender Schichten, die sich nicht auf einen Schichtendurchbruch, sondern auf eine ungestörte Kuppenumbiegung deuten lassen.

Den zweiten extremen Fall stellt die Annahme einer in der Tiefe befindlichen, laccolithartigen Masse dar; es ist dabei die Frage zu erwägen, ob bei der Empordrängung dieser Masse eine der inneren Kuppe entsprechende, kongruente, vertikal ebenso aufsteigende Emporhebung der ursprünglich flach gelagerten äusseren Sedimente entstehen muss.

Die Anschauung der Entstehung eines Laccolithen verbindet die Vorstellung der Infusion des Magmas an einer gewissen, verhältnismässig beschränkten Region einer Schichtfuge mit der Annahme der Verbreitung des Magmas zwischen den dieser Fuge entsprechenden Schichtflächen unter der fortwährenden gleichmässigen Belastung der dabei um das grösste Dickenmass der Magma-Infusion emporgehobenen Hangendschichten; das Ergebnis ist die Einschaltung einer rundlichen, plankonvexen Lagermasse zwischen Schichtfugen der Sedimente. Es ist ganz natürlich, dass das Mass dieser Intrusion in einer entsprechenden Hebung der hangenden Gesamtmasse zum Ausdruck kommen muss, im idealen, aber kaum anzunehmenden Falle in einer ganz gleich grossen absoluten Hebung senkrecht über der grössten Dicke der Konvexität. Ganz allgemein abgeleitet, wirken die hebenden Kräfte nun in einem Schichtencontinuum von der gedachten konvexen Oberfläche aus nicht rein vertikal, sondern radial nach aussen; weiter im Schichtensystem aufwärts wird dabei ein immer weiterer Ring, sagen wir einer Kugelfläche, gehoben, die Hebung muss sich also, soweit sie um die Intrusivmasse herum tatsächlich geworden ist, in der grösseren Höhe auf sehr viel weitere Flächen verteilt haben, sonst hätte sie auch in der Tiefe nicht möglich sein können; denn das Mass der Möglichkeit dieser Verteilung an oder nahe der Oberfläche regelt eben das mögliche Mass der vertikalen und seitlichen Ausbreitung der Intrusivmasse in der Tiefe; es wird also an der Oberfläche durchaus nicht dieselbe Erhöhungsform entstehen, wie sie in der Tiefe die Ursache der Hebung, die Intrusivmasse, einnimmt.¹⁾

Dabei glaube ich nicht einmal, dass das absolute Mass der inneren Erhebung senkrecht über ihr an der Oberfläche der Sedimentkruste zum Ausdruck kommt; man muss das aus Folgendem schliessen: Zuerst müssten schon zunächst und über der Konvexität die aufgebogenen Schichten nach Kurven grösster Spannung und geringster Kohäsion bersten und im Umkreis müssten je nach geringerer und grösserer Starrheit Ablösungen der Schichtenkomplexe nach Sedimentationsklüften voneinander entstehen, die nicht immer bloss passiv von dem Magma ausgefüllt werden müssen. Unter dem Druck des höheren Hangenden müssten daher die zerspaltenen nächsten Deckschichten seitlich an dem Magma bzw. seiner abschüssigen Oberfläche herabgeschoben werden und am Schluss

¹⁾ v. BRANCO und FRAAS meinen mit Recht (Das vulkanische Ries bei Nördlingen 1901 S. 20): „Entsteht solcher Laccolith in grosser Tiefe, so mag sich die Biegung der Schichten bis zur Erdoberfläche hin ausgleichen können, so dass man auf letzterer keine Emporwölbung bemerkt und nichts das Dasein des Laccolithen in der Tiefe verrät.“

des weiteren Empordringens wieder das für sich geborstene nächste Hangende einbrechen und dies sich aufwärts fortpflanzen, soweit als die kuppenartige Emporwölbung der Schichten zu stärkeren Zerreibungen Anlass gab. Auch die hierbei je nach der grösseren und geringeren Biegungsfähigkeit entstandenen Schichtlüpfungen werden zu seitlichen Herabschiebungen Anlass geben; je mehr nach oben, allerdings desto weniger, woselbst sich eine flachere Lagerung geltend machen muss; das ist die Region, wo im idealen Falle eine gleich starke, wenn auch nicht gleichartige Erhebung wie unten mit flacherer Schichtenneigung unter Beteiligung eines weiteren Umkreises der gehobenen Schichtenmasse erreicht würde. Diese Region wird sich auch den unregelmässigen Senkungszusammenbrüchen im Untergrund in weniger gestörter Bewegung nach abwärts anschliessen.

Es ist also im günstigsten Falle nicht daran zu denken, dass man aus der Oberfläche einer Bergkuppe auf einen konformen und kongruenten Eruptivkern in der Tiefe schliessen könne, z. B. den Königsberg etwa für einen „Pozberg“ zu halten, dem bloss die Sedimentkappe fehle. Andererseits müsste man verlangen, dass bei so vergleichbarer Form, Grösse und Höhe, Neigung von Gehängen und Schichten der verglichenen Berge, ein Eruptivgestein dieselbe oder sehr ähnliche Höhe und Nähe zum nächst umgebenden Mantel, ähnliche Form und Mächtigkeit besitzen müsse, dass die Vorgänge bei ihrer Entstehung einen einheitlichen, gleichartigen Charakter tragen sollten.

Nun hat aber beim Potzberg der Quecksilberabbau weder in der Höhe von Föckelberg-Davidskrone, noch von der Sohle des Gimbsbach, noch des Glan bei Mühlbach, noch des Hutschbach bei Friedelhausen ein Eruptivgestein zutage gefördert, trotzdem man, wie aus der unten S. 170 gegebenen Darstellung hervorgeht, auf das Porphyrgestein vom Königsberg auch am Potzberg wohl acht hatte. Endlich haben weder die 400 m tiefe Bohrung am Spelgenbach auf Kohle, noch die 1107 m tiefe im Lochwiesgraben, 500 m von der plateauartigen Spitze des Potzberges, eine Spur von Eruptivgesteinen gebracht; nach A. LEPLA beträgt sogar in den tiefsten 450 m das Einfallen der Schichten 10—15°, zuletzt sogar 5—10°,¹⁾ wo sich doch die Nähe einer gebirgsbildenden Laccolithmasse in viel steilerem Einfallen der Schichten ganz zweifellos bemerkbar machen müsste.

Ausserdem haben wir besonders die grossen nachträglichen Senkungen des Nordwestquadranten des Berges, ja des ganzen Berges überhaupt betont und müssen hier konstatieren, dass die erwähnten Porphyrit- (bezw. Porphyrit-) Auftreten eigentlich einer sehr tiefen Region der östlichen äusseren Mantelgrenze der Bergkuppung angehören und ihnen schon unvergleichlich weniger Bedeutung an der Entstehung und Zusammensetzung des Bergkörpers zuerkant werden als z. B. dem schmalen Beilsteinzug am Westfuss des Hermannsberges in Beziehung auf diesen zugestanden werden könnte.

Wenn wir nun bei der klaren Tektonik des Nordwestquadranten des Potzberges uns eine Vorstellung von der ursprünglichen Form und Breite des Berges machen, dabei an der Hand des Felskonglomerates etwa den Gimbsbacher Zug mit dem stehen gebliebenen Stück am Schlechtenberg SW. von Friedelhausen zu einem einheitlichen Zug im Sinne der in allen Schichten angedeuteten, etwas eckigen Kuppenform verbinden, so kommt man auf eine NW.-SO.-Breite des Berges, die der Breite vom Hermannsberg und Potschberg, sowie vom Königsberg und Sellberg völlig entspricht. Wir haben oben die beiden Sattelungen dieser beiden letzten Bergpaare dem Bau des ganzen Pfälzer Sattels zugeteilt und erinnern daran, dass der Potzberg (wie der Höcherberg) beide Sattelungen enthält; am Potzberg ist in dem zwischen Altenglan und Welchweiler deutlichen „Bistrichsattel“ noch der durch die Bruderwaldmulde verringerte Nordsattel deutlich ausgeprägt.²⁾

¹⁾ Diese Erscheinung ist im Westen des Karbonsattels nicht selten; nach NASSE (Ztschr. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen 1884) werden z. B. in der Hostenbacher Grube die über Tag mit 15° einfallenden Flötze in 260 m Teufe sählig (S. 44), im Kleinrosseler Sattelgebiet hat der Karlschacht die Flötze bei 140 m Teufe, die Flötze mit 40° bis zu 5° Einfallen durchsunken l. c. S. 70; in der Spitteler Grube beträgt das Einfallen der hangenden Schichten 30°, das der Liegenden bis zu 20° (l. c. S. 76); das Ausgehende bei Dudweiler ist 30°—40°, in dem 600 m tiefen Schachte des Fischbachtals wird es durchschnittlich weniger als 11°; hier ist das geringer werdende Einfallen nach der nördlich anschliessenden Mulde abzuziehen, jedoch zeigen die noch weiter nach Norden liegenden unteren Flammkohlenflötzegebiete durchgängig das stärkere Einfallen von 24°, 22°, 15°, 16°, 19°; das Einfallen nimmt also nach diesen Angaben in einer Vertikalen ganz bedeutend ab, wird oft viel flacher, als es weiter draussen nach der Muldenachse zu ist.

²⁾ Wir greifen den späteren Ausführungen vor, wenn wir andeuten, dass in den Verwerfungsenkungen am Dreikönigszug, den höchst eigenartigen, durch den Bergbau hier und südlich von

Die Beteiligung der Eruptivgesteine am Hermannsberg ist nun durch ein steileres Stocklager von Porphyry, das sich der Rundung des Berges so schön angepasst hat, durch ein diagonal verlaufendes, offenbar nach SW. einfallendes, steiles Stocklager von Porphyry, durch eine an letzteres angepasste jüngere Melaphyrmasse charakterisiert, die des Potschberg durch einen ähnlichen, sehr ausgedehnten Melaphyrkern; am Königsberg haben wir die sehr verschieden ausgedehnte Porphyrymasse und am beträchtlich hohen Sellberg nur eine flache Sedimentkuppe.

Wir erkennen also in den dreien durch zwei nach NW.-SO. gerichteten Quermulden getrennten, ähnlich erstreckten Bergkuppen bei grösstmöglicher Ähnlichkeit der Form und Ausdehnung und auf ein geologisches Niveau leicht rekonstruierbarer Höhe der Berge die grösstmögliche Verschiedenheit in Art, Lagerung, Umfang und zeitlichen Beteiligung der Eruptivgesteine an der Zusammensetzung der Bergkerne, können also diesen keinen wesentlichen Einfluss am Aufbau dieser Kuppen zuerkennen, da schon im allgemeinen jede eigentliche und ausgesprochene Korrelation zwischen Eruptivgesteins- und Bergform fehlt. Wenn freilich in den beiden mit eruptiven Kernen versehenen Kuppen die Lagerung der Sedimente (vgl. die vorläufigen Angaben v. Ammons in Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken S. 104 und 105) etwas steiler ist, so darf dies wohl einerseits nur auf Rechnung der seitlichen Expansionswirkungen des eruptiven Magmas bei seiner Erstarrung gesetzt werden, von welchen O. LANG (Naturw. Wochenschrift 1904, S. 449—465) vom Lauerberg bei Gutenberg ein so interessantes Beispiel vorgeführt hat, andererseits ist auch die spätere tektonische Stauung an den eingeschalteten Eruptivkernen in Betracht zu ziehen, worauf wir an verschiedensten Stellen dieser Ausführungen zurückkommen.

Die höchst regelmässige Anordnung und Gliederung der Bergkuppen lässt aber vielmehr trotz dieser inneren Verschiedenheit des Aufbaues annehmen, dass ihre Hauptanlage dem Urplane des Pfälzer Sattels angehört, wie wir dies oben schon ausdrücklich dargelegt haben; ich erinnere daran, dass ich auch besonders für die übrigen Porphyrvorkommen (Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken S. 130—131) auf eine unverkennbare Planmässigkeit in der Anordnung hinweisen konnte.

Wir kommen unter Kap. XI noch einmal auf einige besondere Punkte der Beziehungen und Unterschiede zwischen Potzberg und Hermannsberg-Königsberg ausführlicher zurück.

X. Näheres über die Beziehung von Schichtenaufwölbungen zu Intrusionen.¹⁾

A. Über die örtliche Vorgeschichte und die Vorbedingungen der Intrusion im allgemeinen. Auf Grund der in den letzten Kapiteln gewonnenen Resultate drängt sich die Frage auf, wie von dem Standpunkt rein tektonischer Entstehung dieser Bergkuppen das gelegentliche Auftreten von Eruptivgesteinen in ihrem Kerne zu erklären sein könne. Ist es vielleicht möglich, dass die Eruptivgesteine älter sind als die Sättel und Mulden und dass ihr nicht seltenes Auftreten im Innern der Kuppe, im Sattelfirste etwa bei einer stock- und lagerartigen Einschaltung zwischen den Sedimentgesteinen darauf zurückzuführen ist, dass der laterale Schub an ihrer Grenze aufgefangen wird und sie so gleichsam zu Zentren der Erhebung wurden?

Wir suchen daher nach sicheren Daten für die Zeit der Entstehung des Sattels und der Intrusion der Eruptivgesteine. Gewisse Anhaltspunkte für letztere liefern die Vorkommen von Geröllen im Ober-Rotliegenden; es ist kein Zweifel: besonders in der Nähe der Porphyryzentren überwiegen in dessen tiefsten Schichten schon die Porphyrygerölle; indessen haben sich die Fundpunkte vermehrt, wo auch

Friedelhausen erwiesenen flachen und schwebenden Lagerungen der Schichten die Andeutung von einer älteren durch die späteren Störungen verworfenen Einmündung, zum mindesten einer flexurartigen Abbiegung gegeben ist, welche ohne die Ulmeter Störung eben südlich von dem Bistrichsattel sich an diesen angliedern würde.

¹⁾ Diese Bezeichnung könnte meiner Ansicht nach ebenso durch den Terminus der anderen Klasse von Lagerungsformen der endogenen Eruptivlagerstätten: der „Injektion“ ersetzt werden. Da ich aber eine ganz einfache Erfüllung von Hohlräumen ohne jede diese erweiternde Beihilfe des Magmas noch für hypothetisch halte, so habe ich den Ausdruck Intrusion beibehalten.

Gerölle von intrusiven Melaphyren schon in den liegendsten Lagen, also Melaphyrkonglomerate statt Porphyrkonglomerate auftreten. Ganz vereinzelt erwähnt A. LEPLA schon Felsitporphyrgerölle in den typischen Tholeyer Schichten, die ich auch von einzelnen Lokalitäten aus den „Olsbrücker Schichten“ des bayerischen Gebiets kenne und es ist möglich, dass die Tonsteine der Olsbrücker Schichten schon auf die beginnenden Porphyrintrusionen und zum Teil -effusionen zurückzuführen sind (vgl. Erl. z. Blatt Zweibrücken S. 118);¹⁾ Melaphyre fehlen jedenfalls in jenen Schichten gänzlich. Dies und die Tatsache, dass Melaphyre und Porphyrite die Porphyre durchkreuzen und nicht umgekehrt, dass Porphyrbrocken vom Melaphyr mit emporgebracht wurden, lässt die Annahme zu, dass die Porphyrmagmen in etwas, wenn auch nur wenig älterer Zeit als die Melaphyrmagmen aufgestiegen sind.

Nun durchbrechen aber auch die Porphyrmassen an verschiedenen Stellen die unteren Oberen Lebacher Schichten, unteren Tholeyer Schichten (Bettingen, Nohfelden, Kriegsfeld, Kirchheimbolanden u. s. w.) sind also jünger als diese, treten offenbar hier auch etwas an die Oberfläche und liefern Detritus für die obersten Tholeyer Schichten. Hierdurch sind die Eruptionen, die natürlich nicht alle ganz gleichzeitig sein müssen, aber einer einheitlichen geologischen Periode angehören, zeitlich genau begrenzt; es ist also Tatsache, dass ihr Emporsteigen auch gleichmässig die Zeit der Entstehung des Pfälzer Sattels mit seinen angelagerten Mulden zwischen der Bildung der Tholeyer und Söterner Schichten ist.

Wir halten nun die Entstehung des Pfälzer Sattels aus einer vorhergehenden Mulde mit ähnlicher Längsachse (l. c. S. 128) als einen relativ sehr langsamen Vorgang. Es mögen gegen Schluss der Ausfüllung des unterrotliegenden Beckens die Senkungen nicht mehr so stark gewesen sein wie vorher und die Gesteine mögen etwas flachere Lagerung angenommen haben; rote Schiefertone und Tonsteine bedeuten ein allgemeines Nachlassen der Flutungsstärke. Immerhin bedeutet die Entstehung eines Sattels eine Umkehrung der unmittelbar vorher bestandenen Ablagerungsverhältnisse. Diese Umkehrung ist aber nur in einer mittleren Region des alten Beckens eine völlige, die anliegenden Mulden bleiben dabei stetig noch Ablagerungsmulden. So müssen wir auch annehmen, dass sich der mittlere Längssattel ganz allmählich aus dem Becken erhoben habe, während die anliegenden Mulden durchaus nicht nötig hatten, zu gleicher Zeit eine entsprechende gegenteilige Bewegung zu machen. Da nun die tiefsten Schichten des Ober-Rotliegenden sogar diskordant auf Unteren Lebacher Schichten auflagern, deren Dislokation mit der Sattelbildung zusammenhängt, so muss der erste Beginn der Sattelerhebung, die auch nach A. LEPLA mit dem Beginn der Söterner Ablagerungen aufhört, schon weit in die Zeit der Tholeyer Schichten hinaufreichen, ja wahrscheinlich mit der Zeit ihrer unteren Grenze zusammenfallen, da von dieser an eine lokale Faciesannäherung an das Ober-Rotliegende unverkennbar ist. Eine sehr langsame tektonische Entstehung ist gegenüber den turbulenteren Vorgängen bei der Aus-

¹⁾ Ich habe (l. c. 117—118) angenommen, dass die Tonsteine des Unter-Rotliegenden auf eine Zerstörung, Schlämmung und substanzielle Umbildung des Feldspates granitischer Gesteine ebenso zurückgeführt werden könnten, wie die Tonsteine des Ober-Rotliegenden auf solche Prozesse an Porphyrgesteinen; LEPLA führt l. c. 1904, S. 16 auch neben Porphyren noch Granite an. Die Tonsteine der Olsbrücker Schichten (Obere Lebacher, oberste Stufe) sind indessen in ihrer hangendsten Lage schon brecciös umgelagert; die Transgression und ihre Zerstörungswirkungen begannen also nach oder am Ende der Ablagerung der den oberrotliegenden Porphyrtuffen sehr ähnlichen Tonsteine jener Stufe.

lösung der eruptiven Kräfte, besonders wegen der Emporwölbung so gewaltiger Gesteinsmächtigkeiten mit sehr starken inneren Ablagerungsdiskordanzen bei doch relativ gut erhalten bleibendem Lagerungszusammenhang ganz besonders anzunehmen.

Es ist daher die höchste Wahrscheinlichkeit vorhanden, dass die Porphyri-eruptionen, die wohl kein Denkender als die Ursache des Pfälzer Sattels annehmen wird, erst während dessen vorschreitender Ausgestaltung begannen und durch die tektonischen Ursachen „ausgelöst“ wurden.

Um das Bild zu vervollständigen, müssen wir noch auf die zeitlich mit den Porphyrint intrusionen sehr eng zusammenhängenden Melaphyrint intrusionen zurückkommen.

Die auffälligste Erscheinung sind hier 1. die queren, fast senkrecht auf der Sattelachse stehenden schmalen Spaltengänge mit scharf und gleichmässig durchschnittenen Spaltengrenzflächen, 2. die hauptsächlich der Sattelachse parallelen, streichenden, gewöhnlich viel mächtigeren Lagergänge.

Die ersteren setzen (vgl. unsere Ausführungen oben S. 117—118) eine scharfe Querzerklüftung der Gesteine voraus, also sicher die Wirkung vorhergegangener starker, tektonischer Vorgänge, wobei aber ältere Verwerfungen in jeder Hinsicht ausgeschlossen sind.

Der auf unserem Kartenblatt im Aufnahmegebiet L. v. AMMONS und C. BURCKHARDTS dargestellte, von Dörmes in mehreren Unterbrechungen über Lachenpest nach der Scharte verlaufende scheinbar einheitliche Gang aus dem Hangenden ins Liegende, scheint eine Verwerfung zu überkreuzen, also jünger zu sein als diese. Eine solche Annahme kann indessen auf einer Täuschung beruhen; wenn die Dislokation eine rein vertikale ist, so kann ein vertikaler Gang, der von ihr durchkreuzt wird, immer nur in seiner eigenen Ebene in die Höhe geschoben oder versenkt werden, die darauf folgende Denudation kann seine Ausstreichlinie auch nicht verändern, während sie bei schiefem Einfallen im relativ gehobenen Komplex stärker vorschreitend die Ausstreichzone nach der Aussenseite des Sattels vorzuschieben scheint, wie dies die relativen Hebungen des Melaphyrlagers vom Rammelskopf, Hirschfeld, Sulzkopf mit den Unteren Cuseler Schichten und die gleichsinnigen des Lagers vom Schneidchen, Balmochkopf und Dörmes in den unteren Oberen Cuseler Schichten beweisen.

Was die Morphologie der Lagergänge betrifft, so habe ich l. c. S. 130—131 auf eine interessante Eigenheit aufmerksam gemacht; es lassen sich an diesen, sofern sie in ihrem Verlauf durch das Schichtensystem in einer gewissen Gegend durch die Erosion blossgelegt sind, häufig zwei Seiten des Lagergangs unterscheiden, die Lagerseite mit den nach oben aufsteigenden, untereinander oft parallelen, flachliegenden Lagerapophysen und die Gangseite, welche auf der entgegengesetzten Seite oft sehr steilstehend das aufgerichtete Schichtensystem durchkreuzt und sich öfters an den äussersten Seitenenden oder im tieferen Anschnitt auch als mehr und weniger streichender „Gang“ erweist. Diese Lager sind dann stets so orientiert, dass die Seite der Lagerapophysen nach der idealen Firstlinie des Gesamtsattels gerichtet ist, d. h. jene mit den Schichten aufsteigen. Die Gangseite liegt nach aussen, steht mehr vertikal oder fällt auch noch steil nach der Aussenseite des Sattels ab, bildet also stets einen noch spitzen Winkel mit den Schichten; mir ist kein Fall bekannt, dass dieser Haupt-Gangstock radialständig nach innen und unten wäre, d. h. nach der Sattelachse zu einfielen und mit den aufgerichteten Schichten etwa einen rechten Winkel bildete. Wohl kenne ich aber mehrere Fälle, dass hie und da von diesem vorderen äusseren Grenzstock eine schwache und kurze Lagerapophyse nach aussen und unten abzweigt, das ist auch ein seltener Fall. Andererseits kommt es vor, dass von einer der Lagerapophysen ein kürzerer streichender Gang seitlich sich abzweigt (vgl. Taf. I Fig. 1), wie auch an aufsteigenden streichenden Gängen kurze lagerartige Abbiegungen der ganzen Masse in die

Schichtfugen hinein vorkommen, worauf nahe daran wieder der Vertikalverlauf eingeschlagen wird. Über die Erscheinung des Zusammenhangs von in der Aussenregion des Sattels liegenden Lagern und quer von jenen ausgehenden nach der Sattelachse zu gerichteten Vertikalgängen haben wir oben gesprochen. Tafel I. Figur 1 u. Figur 2 geben das morphologische Schema solcher Lager in Quer- und Längsprofilen (vgl. Tafelerklärung) wieder, erstere vom Hirschl bei Marpingen (preuss. Blatt Ottweiler), letztere von dem Lager bei Grügelborn (preuss. Blatt Freisen); von publizierten bayerischen Vorkommen gleicht diesen Verhältnissen das Lager von Herschweiler-Petersheim; andere werden an anderer Stelle besprochen.

Es gäbe ganz unmögliche Bilder der Verbreitung des Magmas im Gebirge, wenn man diese Lager und ihre nach aussen liegenden Zugangsstücke etwa auf eine horizontale Schichtlage vor Aufrichtung des Sattels zurück orientieren wollte.

Endlich sei in unserem Kartenblatt nach der Aufnahme von v. AMMON und BURCKHARDT auf den eigenartigen Gangverlauf zwischen Gänshöhe (O. von Ulmet) und Mayenwald (N. von Welchweiler) hingewiesen; er ist fast starr geradlinig, verläuft aber dabei am Mayenwald an der Grenze der Unteren und Oberen Cuseler Schichten, versendet dann an der Gänshöhe eine streichende Apophyse in geringer, aber gleichmässiger Entfernung von der unteren Grenze der Alsenzer Schichten. Es ist also bei dem normalen, schiefqueren Gangverlauf seine Schichteinbiegung nach der Formationsgrenze (Obere und Untere Cuseler Schichten) nur durch eine ältere Umbiegung des Sediments an dieser Stelle möglich, welche ältere Umbiegung auch die Entsendung der Apophyse an der Gänshöhe in einem Winkel von 60° verursacht; diese Schichtenumbiegung, die ein Ausläufer der Potzbergsattelkuppe ist, ist also älter als die Cuselitintrusion. Wollte man umgekehrt den hier für sich höchst einfachen Gangverlauf etwa auf eine Zeit vor der Aufbiegung des Sattels oder auch auf die vor der seitlichen Einbiegung zur Hermannsbergkuppe zurückkonstruieren, so käme man auf eine viel kompliziertere, ganz unwahrscheinliche Form der Magmainfusion.

Diese Lageverhältnisse der Melaphyreinschaltungen gelten nicht nur bezüglich des grossen und ganzen Sattels, sondern treten auch bei einzelnen kleineren Teilsattelkuppen auf, wovon ich oben die vom Elkersberg bei Schallodenbach genannt und als eine ganz alte, sicher präpermische, sattelartige Erhebung quer zum Hauptsattel besprochen habe; Melaphyrlagen steigen in der Peripherie der Kuppe steil auf und zerspleissen sich nach deren Innerem in ganz flach liegenden Lagerapophysen zwischen die flach umbiegenden Schichten der Kuppe.

Alle diese Tatsachen weisen darauf hin, dass der Zerklüftungsvorgang, der die Aufstiegfugen für die queren, unabhängigen Melaphyrgänge bildete, in der darauf senkrechten Richtung durch die vorgebildeten Lagerungsverhältnisse verändert wurde; er durchsetzte im Streichen aus der Tiefe aufsteigend ein schon aufgerichtetes Schichtensystem zuerst fast vertikal; bald wurde die Zerspaltung durch die nach dem Sattellinnern aufsteigenden Schichtflächen mehr von der Vertikalen abgelenkt und schliesslich völlig streichend und nahezu gleichartig mit den Schichten einfallend gerichtet. Diese Spalten glatter Durchsprennung der Gesteinsmassen waren die Wege, welche das Magma später einschlug; vgl. Nachtrag.

Um zu wissen oder sich wenigstens eine Vorstellung davon zu machen, wie die auffallenden, senkrechten und zugleich streichenden Spalten unseres Gebirges entstanden sind und was die weiteren Vorgänge an ihnen sein könnten, müssen wir

uns noch an die Unterlage des Permkarbon erinnern: es sind dies die in älterer Zeit schon aufgerichteten paläolithischen Gesteine, die in solcher Lagerung nun auch die Unterlage des Ober-Rotliegenden an den Aufschlüssen am Haardtrand bildeten; die für die Auffassung und Erklärung der Mächtigkeit der Gesteinsmassen des Permkarbon im Verhältnis zur randlichen Transgression nötige Annahme einer Senkung dieser aus Schichten des Culm, Devon und älterer Formationen bestehenden Unterlage musste nicht immer gleichmässig sein, sondern bezog auch (vgl. die Episode an der Grenze der Unteren Cuseler Schichten) breitere, randliche Gebiete noch in das Becken ein. Wenn zwar, wie ich mit A. LEPPLA (Geol. Skizze der Saarbr. Steinkohlegeb. 1904, S. 6) im Sinne meiner früheren Ausführungen über die Form der die Karbonsedimente aufnehmenden Vertiefung annehmen kann, die erste Anlage des Ablagerungsbeckens (das Wort natürlich nicht im strengen Sinne des rings abgeschlossenen, abflusslosen Beckens genommen) schon eine grabenartige Senke gewesen ist, so möchte ich doch glauben, dass auch spätere Teilnachbrüche noch gleichmässig die randlichen Uferpartien ergriffen haben und eine allgemeinere Senkung begleiteten.

Eine solche Gesteinsmasse wie die der Karbonunterlage wird nun natürlich in ganz anderer Masse bei seitlicher Zusammendrückung bewegt, als die ganz flach und muldenartig darüber gelagerten karbonischen Sedimente; das Mass der seitlichen Zusammendrückung wird bei einer gewissen Belastung bald erreicht sein und gegen den Schluss werden Ausweichungsbewegungen auf streichenden und quer zum Streichen gerichteten Gleitflächen auftreten, deren Mass auch durch die Gewichts- und Bewegungshindernisse im Hangenden und Liegenden bestimmt und beschränkt gedacht werden muss; man könnte vermuten, dass das Karbon überhaupt das höchste Mass der Kompression nach den damals bestehenden Verhältnissen der Unterlage und der Kontinentalflanken erreicht habe, dass die in Rede stehende, ganz alte Hauptzerklüftung von den letzten möglichen Bewegungen der Unterlage und aus der letzten Zeit von deren seitlicher Kompression stammt. Die Faciesrichtungen im Karbon und besonders Permkarbon, die Haupt-senkungsrichtungen während ihrer Bildung, die Streichrichtung der paläolithischen Uferpartien (jetzt noch der nördlichen Erosionsgrenze) des Permkarbon, die Richtungen der Zusammenfaltung und der älteren Zerklüftung scheinen mir alle von der Streichrichtung und Unterlage bedingt und mit ihr identisch zu sein (vgl. auch A. LEPPLA l. c. S. 7 und oben S. 127, Anm.), wobei immer im Auge zu halten ist, dass eine starke Diskordanz zwischen beiden übereinander folgenden Formationsgruppen vorliegt und daher auch keine vollständig einheitliche Bewegungsart stattfinden konnte. Ich glaube daher, dass im Gebiete der Permkarbonverbreitung eine doppelte Ursache zur Entstehung von stärkeren streichenden und einfallenden Klüften vorlag, die erste ist die Mulden-Sattelbildung selbst, die zweite sind die Einwirkungen der mit dem Karbon ziemlich gleichmässig streichenden und auch mit stärkerer Neigung wirkenden, also schon etwas steilschief in das Hangende eintretenden Klüfte der präkarbonischen Unterlage;¹⁾ dabei sind auch teilweise Abwärtsbewegungen dieser Unterlage in hohem Grade möglich (vgl. S. 108—109) und auf die Gestaltung des Hangenden wirksam. Sobald aber Zerspaltungsklüfte Neigung besitzen, ins Streichen und Fallen einzubiegen, sobald sind sie in ihrem ferneren

¹⁾ Die letzteren Ursachen waren nach gegebenen Ableitungen hauptsächlich erst am Abschluss der Faltung wirksam, wenngleich nicht ausgeschlossen ist, dass sie auch schon in untergeordnetem Masse während der Faltung auftraten.

Verlauf auch von der physikalischen Beschaffenheit verschiedener Schichtkomplexe abhängiger; die sie dann begrenzenden Schichten werden bei fortdauernder Sattelverengerung in verschiedener Weise gekrümmt und es entstehen infolge davon, besonders in der Peripherie der Sattelung, Aufblätterungshöhlungen.

So werden die Kamine für die lagerhaften Melaphyrintrusionen, wobei es sehr wahrscheinlich ist, dass die tektonischen Ursachen der Aufblätterungen (vgl. l. c. S. 130) und das Aufdrängen des Magmas noch kurze Zeit nebeneinander in Wirksamkeit waren. Dass das Magma selbst und schliesslich noch die Expansion bei der kristallinen Erstarrung mitgewirkt haben, die Klüfte zu erweitern und sich so noch selbst Platz schafften, das scheint mir natürlich; unsere Darstellung erlaubt aber die Erklärung einer sonst fast unverständlichen, ganz auffälligen Tatsache, nämlich die seltene und verhältnismässig ausserordentlich geringe Zertrümmerung und Stauchung des Liegenden und Hangenden, sowie der seitlich von den Melaphyrlagern liegenden Gesteine, besonders der so häufig flach anliegenden dünnblättrigen Schiefertone; in Pflastersteinbrüchen, die jetzt so viele Aufschlüsse bieten, ist ausserordentlich oft an rückenartigen Anschwellungen oder den meist fast rechtwinkligen Mächtigkeitsvermehrungen nach dem Hangenden oder Liegenden zu in den lockeren, feinen Schiefen auch nicht die geringste Lagerungsveränderung, Verrückung, Stauchung oder auch kapillare Zertrümmerung zu spüren; da wo man — in nicht fern liegender Erinnerung an die Wirkungen des Gletscherschubs — die grösste Verwirrung infolge des flächenhaften Eindringens eines mächtigen Magmas erwarten müsste, das gleichzeitig einen Schichtenkomplex, wechselnd zwischen 1000—2000 m, emporzuheben und seitliche Zerreisungs- und Schubwirkungen zu leisten hätte, ist man überrascht, in den meisten Fällen sehr wenig, in sehr vielen Fällen überhaupt gar nichts von solchen notwendigen Begleiterscheinungen wahrzunehmen. Diese glatte Abhebung und trümmerlose Zerreissung scheint mir ausser der Form der Lager auf die Präformation durch tektonische Zerspaltungen und Lüpfungen an ihnen hinzuweisen (vgl. S. 134).

Wäre das Magma die Ursache der tatsächlich nur vereinzelt an der Melaphyrgrenze zu beobachtenden Quetschungen und Lageveränderungen, so müssten sie stets an der Grenze von Magma und Sediment beobachtet werden; im anderen Falle müssen sie auf spätere und in ihren Ursachen vereinzelte, den Melaphyr und die Sedimente zu gleicher Zeit betreffenden Vorgänge zurückgeführt werden, wobei stets im Auge zu behalten ist, dass die Melaphyreinschaltungen noch die verschiedensten Epochen der Lageveränderung durch Bruch- und Faltungsverschiebungen mit durchgemacht haben und dass sie infolge ihrer den Sedimenten fremdartigen physikalischen Beschaffenheit, sowie infolge ihrer doch diskordanten Einschaltung besonders geeignet sind, an ihren Kontaktflächen die Unregelmässigkeiten der Lagerung sehr zu vermehren und sogar den normalsten Faltungsprozess durch ihre Widerstände mit Lagerungsverwirrungen zu begleiten.

B. Melaphyrintrusionen und die umgebenden Sedimente. Die Melaphyre scheinen oft in Vertiefungen der fein schieferigen Unterlage normal eingelagert, andererseits Schiefer in Vertiefungen der unebenen Melaphyroberfläche wie Absätze durch Wasser abgesetzt, so dass es einen nicht wundern kann, dass manche Geologen wie LEPSIUS diese Lager für effusiv hielten; sobald man aber anfängt, diese Lager auf weitere Strecken hin zu kartieren und sie in ihren Apophysen von den die Schichten steiler durchschneidenden schiefen Lagerstücken aus zu ver-

folgen, werden die Anschauungen andere. Ist dagegen die Vereinigungsstelle mit den steileren Zufuhrspalten durch die Erosion nicht aufgeschlossen, so ist der Eindruck einer effusiven Zwischenlage täuschend. Die Annahme von LEPSIUS (Mainzer Becken 1883) ist trotz LOSSENS begründendem Widerspruch (vergl. „Studien etc.“ im Jahrb. d. preuss. geol. L. A. 1890) in LEPSIUS Geologie von Deutschland übergegangen, ein Beweis, dass auch einzelne der gegen sie angeführten Tatsachen, wie das von E. WEISS mitgeteilte Profil von Oberhausen, nicht gerade ausschlaggebend erschienen, obwohl dagegen das Profil Taf. X, Fig. 1 u. 2 N. J. f. Min. 1862, S. 863, kaum anders zu deuten ist. Was das Profil von Oberhausen Taf. II Fig. 10 betrifft, so habe ich es, da es unmittelbar neben der bayerischen Grenze liegt und wichtige stratigraphische Aufschlüsse bietet, genau detailliert aufgenommen, zumal die Gefahr besteht, dass dieser interessante Aufschluss durch die Wingertrödung des neuen Domänenguts auf preussischer Seite wenigstens in seinem oberen Teile zerstört wird.

E. WEISS erwähnt hier zwischen zwei Melaphyrlagern, von denen das untere eine senkrechte Apophyse hat, eine Krümmung von Schichten, welche sich „naturgemäss als Folge des durch den unteren Melaphyr ausgeübten Druckes bei der Eruption betrachten lässt“. Da dies nun das auffälligste Beispiel von solchen, möglicherweise derart zu deutenden Störungen wäre, habe ich es zum Gegenstand sorgfältiger Prüfung gemacht und will es kurz beschreiben. Es handelt sich um zwei Melaphyrlager in den obersten Tholeyer Schichten, der Olsbrücker Stufe, die hier in ihren unteren grauen, zum Teil roten Schiefen einen mit einem Karbonatbänkchen vergesellschafteten Kohlenschmutz führt, der hier in der ganzen Umgegend auftritt; ähnliches ist mir auch bei Heiligen-Moschel in nicht misszuverstehender Lagerung bekannt, sowie auch BURCKHARDT bei Ulmet im gleichen Horizont ein Kohlenflötzchen erwähnt. Das obere Lager liegt vollkommen konkordant auf seiner Unterlage, ist an seiner Basis selbst metamorphosiert und zeigt eine schwache Zone von metamorphosiertem Liegenden; das untere Lager zeigt auf einer Hauptmasse, die bis zu einem gewissen Punkt eine streichende Oberfläche hat, eine eckig-buckelige Apophyse ins Hangende, die vertikal auf beiden Seiten der Grundmasse sich erhebt, wenn auch auf der äusseren Seite aus tieferem Niveau. Betrachtet man die linke Seite vor dieser Vertikalapophyse allein, so lagern die tonigen und mürben Schichten ganz normal auf; weiche, graugefärbte, sandige Schiefer mit einem Kohlenschmutz, ohne eine Spur von Lagerungsänderungen, stossen an einer im Winkel der vertikalen Apophyse und der Grundmasse liegenden lappen- bis linsenförmigen Melaphyrapophyse ab, ohne auch nur unwesentliche Spuren der Stauchung dieser Schichten, deren tiefste Fortsetzung in die Melaphyrmasse eingeschlossen wird, zu zeigen. Die ihrerseits ebenfalls wieder mit streichender Oberfläche versehene Linsenapophyse zeigt normal aufgelagerte Schiefer mit Sandsteinlinsen, so dass eine unmittelbare mechanische Beeinflussung der eng anliegenden Schichten durch den unteren Melaphyr, die doch zuerst in Betracht käme, völlig ausgeschlossen ist.¹⁾

Nun zeigt sich in einer mittleren Zone eine Zahl von Krümmungen der Schichten, welche mit den Melaphyrlagern in gar keiner näheren Berührung sind und in der weitesten Entfernung von beiden Eruptivmassen und deren ungestörtem Hangenden und Liegenden am höchsten gesteigert sind; das Gesteinsmaterial besteht daselbst aus mürben, sandigen

¹⁾ Schon LASPEYRES erwähnt in diesem nach seiner Meinung in der Grenzregion der Lebacher und Cuseler Schichten eingeschlossenen Melaphyr bei Boos häufige Blasen- und Mandelsteinbildung; nach meinen Aufzeichnungen ist hier im oberen Lager die obere bis mittlere Region blasig, desgleichen eine unterste bankartig begrenzte Region, welche auch an dem Rand gegen die metamorphosierte Unterlage selbst metamorphosiert erscheint; im unteren Lager zeigt sich oben dichtes, dann mehrere Horizontalzüge dichten und blasigen Gesteines; das gleiche gilt für die nach meiner Ansicht in etwas tieferer Region der Oberen Lebacher Schichten liegende Intrusion unmittelbar unterhalb Niederhausen; ganz oben grossblasig mit nach der Lagerung verzogenen (verlängerten) Blasen, die nach unten zu rundlicher und gleichmässiger werden (bis 2 m), darunter 1 m dichter Melaphyr, sodann wieder 1 m Mandelstein. Die Mandelsteinentwicklung in gereihter Anordnung der Blasen gilt in der Umgegend des Porphyrmassivs von Münster a. St. für mehrere in den Lebacher und Cuseler Schichten eingeschaltete Melaphyrlagergänge, noch in beschränkterem Masse z. B. für Cuselite von Lauterecken (Cuseler Schichten) oder Kiefernkopf (Potsbergsschichten); in örtlich noch beschränkterem Masse für Porphyrit vom Lemberg, den Porphyr vom Königsberg und Rothenfels bei Münster a. St.

Schiefern, von denen einzelne zu etwas festeren Bändern gebunden sind und hauptsächlich jene Krümmungen gut verfolgen lassen. Da erkennt man nun deutliche Verrutschungsklüfte, längs welcher die Schichten gestaucht und geschleppt erscheinen. Die tiefste, ungestörte Lage vom Liegenden des oberen Lagers zeigt an ihrem abgerissenen Ende eine Schleppung, welche auf eine Abwärtsbewegung des gesamten oberen Komplexes hindeutet. In den Schichtenkrümmungen der gestauchten Zone zeigen die Achsen der Krümmungen alle die Neigung nach unten und gesteigerte Grösse der gekrümmten Partien nach unten und sind von der senkrechten Apophyse des unteren Lagers seitlich weg gewendet. Das Bild ist jenes einiger von dem oberen Komplex abgerissener flacher Schichtschollen, die bei einer fast streichenden Bewegung des oberen Komplexes nach unten gewalkt, in gleicher Richtung nach unten hingeschleppt und dahin überkippt ersoheinen. Die Hauptbewegungskluft wäre die in der Zeichnung mit ** versehene Linie. Am unteren Ende des Aufschlusses zeigt sich nun unter dieser Linie ein geschlepptes und liegend gefaltetes Stückchen des Kohlenschmitzens aus dem nächsten Liegenden; das könnte nahelegen, dass hier eine entgegengesetzte Aufwärtsbewegung stattgefunden hätte; dies war aber offenbar nicht der Fall, es ist vielmehr augenscheinlich, dass hier beide Lager Abwärtsbewegungen gemacht haben, aber in verschiedenem Bewegungsgrade, und dass zwischen den mit dem oberen Lager enger verbundenen, ungestörten liegenden Schichten und den mit den unteren ebenfalls eng verwachsenen, ebenso ungestörten hangenden Schichten eine Zone von kleineren Schichtschollen sich abgelöst hatte, die durch die Bewegung von beiden Seiten gewalkt und geschleppt wurde, ohne selbst verhältnismässig grössere, gleichsinnige Vorwärtsbewegungen zu machen. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die Loslösung dieser Trümmerzone auf einer Widerstands- und Ablenkungswirkung der senkrechten Apophyse des unteren Lagers beruht, bevor sie in ihre jetzige Lage gekommen ist, wo sie in grösstmöglicher Annäherung an die liegenden Schichten des hangenden Lagers doch daselbst gar keine Störung verursacht hat.

Die ganze Stauchung verrät sich daher als eine rein tektonische Erscheinung an streichenden Klüften und hat mit der magmatischen Einpressung des unteren Lagers mit seiner buckeligen Apophyse nichts zu tun; die Ursache der tektonischen Erscheinung ist 1. die streichende Absenkung dieses ganzen Komplexes an unteren Oberen Cuseler Schichten und 2. das seitliche Anstossen von quer zu diesem Streichen durchgebrochenen Porphyren und Porphyriten in geringer Entfernung im NO. des Aufschlusses. An beiden Seiten der mittleren Störungszone findet auch ein verschiedenes Einfallen des Gesamtkomplexes statt, indem der obere mit 50° , der untere mit 40° einfällt. Was nun den übrigen Teil des Profils betrifft, so sehen wir, dass graue Schiefer sich an die östliche Steilseite des Apophysenbuckels zuerst anlagern (westlich stossen sie daran ab) und dass die höheren Schichten den Winkel überschneiden; man hat völlig den Eindruck, als ob das dieselben Schiefer und zum Teil plattigen Sandsteine wären, welche an der Störungszone zwischen beiden Lagern westlich der Apophyse teilnehmen, wobei zu beachten ist, dass diese Schichten nicht in der Richtung der Grundlinie der Zeichnung, sondern unter einem Winkel damit einfallen. Das Einfallen der Schichten östlich der Apophyse findet noch mehr in das Blatt hinein statt; die Schichten hätten daher eine kuppenartige Wendung von NNW. bis N. nach N. bis NNO. gemacht und die Apophyse müsste als eine Kernapophyse in einer Spalte einer kleinen Schichtenkuppe gelten, das stimmt damit, dass die Schichten, die an der Apophyse abstossen, jenseits von ihr nicht zutage austreichen und mit ihnen das untere Lager mit der Apophyse selbst verschwindet; es wurde auch durch den prächtigen Aufschluss, welchen die tiefe Rodung des ganzen Wingertberges bot, nicht mehr aufgeschlossen. Wir stehen also hier unmittelbar vor dem Ende der Melaphyrmasse, welche als eine massige tiefere Apophyse des grossen oberen Lagers angesehen werden muss, das im bayerischen Gebiet hinter dem Gangelsberg bis nach Boos und darüber hinaus nach Staudernheim zu fortsetzt. Wir sehen gerade in der Unregelmässigkeit der Lagerung die Ursachen des Abbruchs der Intrusion. — Wie die mit dem Lemberg verbundenen und ihm nördlich vorgelagerten Porphyrvorkommen zweifellos das Material für die lokale starke Entwicklung der Porphyrkonglomerate von Duchroth und Waldböckelheim geliefert haben, so glaube ich, dass auch die Einwirkungen der Porphyrintrusion selbst und der ihr zum Teil vorhergegangenen Lagerungsänderungen sich hier bemerkbar machen mussten.¹⁾ Ich

¹⁾ Die erwähnte jetzt vorliegende nordöstliche Anlagerung von Porphyr und Porphyrit an diesem Komplex ist zwar eine nachträgliche und ganz späte, nicht einmal die Anlagerung der tonsteinführenden Söterner Schichten an Porphyr beim nahen Kupferbergwerk Oberhausen ist normal; da man es aber hierbei mit Vertikalverwerfungen und nur scheinbaren Transversalverschiebungen zu tun hat, so deutet doch die tektonische Nebeneinanderlagerung auf ursprünglich unter- bzw. hintereinander gelegene Gebiete, welche in einer Transversallinie benachbart waren, wohin sich also auch Einwirkungen von innen (unten) nach aussen (oben) erstrecken können.

meine, dass neben einem queren Schichtensattel vom Lemberg her seitlich kleine unregelmässige Schichtenwellungen auftraten, welche dem Vordringen der Melaphyrintrusionen nach aussen gewisse Grenzen gesetzt und zugleich den Begrenzungsflächen bestimmte Formen gegeben haben. — Auch wenn man annehmen wollte, dass das Magma selbst seine Wege durch die Sedimente suchte, müsste das Abbrechen dieser starken Magmamasse unter so geringer Belastung (d. h. so nahe unter der Oberfläche des Schichtensattels und so nahe an seinem seitlichen Rand nach der Umbiegung in die Mulde) an Stelle des gewöhnlichen schmalen Auskeilens auf besondere lokale Widerstände gegen den Magmafluss (die doch auch in Rechnung zu ziehen sind) zurückgeführt werden, die in der Beschaffenheit der Schichten nicht liegen können, sondern nur in ihrer Lagerung; das normale, einfache Auslaufen einer Intrusion ist dies nicht.¹⁾ — Zu ergänzen ist hier noch, dass der südliche Steilrand der Hauptmasse nicht als das wirkliche Ende des tieferen Lagers zu betrachten ist, sondern eine dahinter aufsteigende, viel weniger mächtige, steiler gestellte Apophyse, deren steiler aufgerichtete Lage durch eine dahinter folgende Störung verursacht ist, welche die Oberen Lobacher Schichten gegen Odenbacher (untere Obere Cuseler) Sch. absetzt, die ein im allgemeinen steileres Einfallen haben. Das untere Melaphyrlager fällt also in zwei Steilabsätzen treppenartig nach dieser an Dicke sehr verschwächten Fortsetzung ab. An den zweiten Steilabsatz schmiegen sich die Schiefer ebenso an, wie an den ersten hinter dem Apophysenbuckel; ich bin überzeugt, dass das schiefe Abstossen der übrigen Schichten im äusseren linken Winkel dieses Buckels auch auf Rechnung von tektonischen Bewegungen zu setzen ist, welche zwischen beiden Lagern als nachträgliche, nicht mit der Intrusion selbst zu vereinigende Bewegungen ganz unzweifelhaft erkannt werden können (vgl. Tafelerklärung).

Der Gegensatz der in diesen Profilen zu beobachtenden höchst ungestörten Folge von Melaphyrlagern und anliegenden Sedimenten, dann unmittelbar daneben und dazwischen von höchst gestörten und in der Lagerungsart völlig umgewälzten Schichtkomplexen scheint sich mir also nur dadurch zu erklären, dass an ihrer Anordnung oder Umordnung sehr verschiedene Kräfte gewirkt haben: neben der einfachen, nicht sehr störenden Intrusion und Erstarrung des Magmas auch die Wirkungen der dieser vorhergehenden älteren und ihr nachfolgenden jüngeren Spalten- und Bewegungstektonik.

Ein ähnliches Beispiel ausserordentlich geringer Wirkungen der Intrusion bei grossen tektonischen Veränderungen bietet der neue Bahneinschnitt am Götzenfels bei Ebernburg Taf. II Fig. 11; an diesem ist auch der späte Termin der rein tektonischen Erscheinungen festzulegen. Ich möchte hier auf mehrere Tatsachen aufmerksam machen, die mir vorläufig von Bedeutung erscheinen. Auch hier liegen zwei parallele, mit den Schichten konkordante Lagergänge in der Odenbacher Stufe vor, in welchen Sedimenten sich die Wirkungen von Verwerfungen und Verschiebungen zeigen, obno aber die Intrusivlager stark in Mitleidenschaft zu ziehen. Die ganze Masse ist die Fortsetzung des zwischen Norheim und Traisen an den Quarzporphyr vom Rothenfels angelagerten und in später Zeit etwas steil aufgerichteten, den bekannten Melaphyr (mit emporgerissenen Porphyreinschlüssen!) enthaltenden Schichtenzuges von grauen Schiefen mit Karbonatbänken, welche mit Konglomeraten nach dem Typus des Feister Konglomerats nur auf die Odenbacher Schichten zu beziehen sind; hier ist auch der Fundort von *Palaeorhis palatinus*. — Das obere westliche Lager (ca. 80 m Mächtigkeit) zeigt eine eckigwinkelige Oberfläche, die an ein weisses Quarzkonglomerat (Feister Konglomerat) mit überlagernden grauen Schiefen stösst, die von ganz steil gestellter Söterner Breccie überlagert sind, zum Beweis, dass der ganze Komplex früher viel flacher gelegen hat: dieser Komplex ist nun von einem Lagerfragment des oberen Melaphyrlagers mit Resten des angelagerten Feister Konglomerats nochmals überschoben.

Das Liegende ist ein gelblichgraues, mürb gefrittetes Ton-Sandgestein, das hinter dem Melaphyr ohne Lagerungsstörung an diesen angeschmiegt ist, unten sich aber nach vorne zu an einer Aufbiegung der Melaphyroberfläche seitlich anlagert; irgendwie wesentliche Lagerungsstörungen sind hier nicht zu beobachten; es folgen noch Sandsteine und graue Schiefer. — Zwischen dem normal gelagerten tiefsten Teil des Aufschlusses und dem eben beschriebenen folgt ein von zwei liegenden Verschiebungsklüften (mit Rutschflächen) begrenztes, beiderseits sich zuspitzendes und in sich wieder gestörtes Querband diskordant nach oben und unten abstossender, aber ziemlich gleichmässig mit den übrigen Schichten einfallender Gesteine; ein Sandsteinkomplex ist ein abgerissenes Stück der charakteristischen metamorphosierten Sandsteine im Liegenden des oberen Lagers, davor und etwas

¹⁾ Wenn man einwendet, dass in der Intrusion des oberen Lagers in senkrechter Richtung durch die aufgerichteten Schichten nichts von dieser Störung zu bemerken wäre, so ist daran zu erinnern, dass hier durch die späteren Gebirgsstörungen zwei Schichtregionen übereinander gelegt sind, die ursprünglich nicht zusammengehören, da zwischen ihnen streichende Störungen hindurchgehen.

darunter eine linsenartig rings begrenzte und verlagerte Konglomeratscholle, die offenbar auch dem vordersten Lager des unteren Komplexes, den wir gleich besprechen werden, angehört. Dann zeigt sich ein langes Band grauer Schiefer, die ich nach Teilen des Gesamtprofils nicht orientieren kann. Jedenfalls haben wir hier, wie im Oberhauser Einschnitt, die Wirkung eines zugleich seitlichen Schubes vor uns, der aber mehr transversal durchschneidend von einer starken südlich des Aufschlusses liegenden Verwerfung ausgeübt wurde, aber zugleich mit einer Abwärtsbewegung kombiniert ist; nur so ist es zu erklären, dass in dem mittleren gequetschten Band, das auch hier verhältnismässig die geringsten Bewegungen gemacht hätte, an den nach rückwärts aufsteigenden Klufflächen zurückgelassene Schollenteile der nach unten und vorwärts gerückten Schichtenreihe enthält, wie wir dies in einer zwar etwas anderen Form am Oberhauser Einschnitt erkannten.

Der untere Komplex enthält im Hangenden des zweiten östlichen Melaphyrlagers nur graue Schiefer, in dessen höheren Partien sich zwei Lagerkomplexe kalkiger Gesteine vorfinden, endlich ein Konglomerat. — Die Auflagerungsart der grauen Schiefer auf der Melaphyroberfläche ist völlig konkordant; die Schiefer sind ursprünglich ausserordentlich feinblättrig gewesen, sind aber zum Teil durch Frittung und Metamorphose zu einer ziemlich kompakten Masse gebunden, während sie am Aufschluss rechts der Bahn ihren sehr feinblättrigen Charakter beibehalten haben. Diese Schiefer zeigen nicht die mindeste Verwirrung oder Stauchung in ihrer zarten Lagerungsstruktur.

Auch der kleine Aufschluss im Liegenden der ca. 45 m mächtigen Melaphyrmasse zeigt sehr interessante Verhältnisse; er misst ungefähr 2 m im Quadrat und liegt auf der rechtwinkelig-eckigen Oberfläche grauer Schiefer, die in dem oberen Drittel des Aufschlusses 1 m stark überhängen und von der Hangendfläche dieser Masse einen frei abgesetzten, nasenartigen Vorsprung normal angeschlossenener Schiefer in das Eruptivgestein hineinragen lässt (Fig. 11 u. 11a). Das frei abgesetzte Magma hat nun hier nicht, wie sonst in ähnlichen Fällen, den rechten Winkel der 1 m weit überhängenden Schiefermasse einfach ausgefüllt, sondern setzt in einer (im Querschnitt) scharfen Oberflächenlinie ab, welche zu den Schenkeln jenes rechten Winkels eine ca. 1,10 m lange Hypotenuse bildet; die Höhe des Zwischenraumes ist 0,55 m. Dieser Zwischenraum zwischen Eruptivgestein und scharf abgeschnittenen Schiefen ist erfüllt mit einer Breccie von Schieferstückchen, welche ganz sicher dem zunächst Anstehenden entstammen. Die Fragmente sind bis 3 cm lang und breit, gehen aber auch bis zu 1 mm kleinen herab; sie sind eckig und besonders die grösseren recht scharfkantig, während manche der kleineren eine gewisse Milderung der Kantenschärfe erfahren haben. Das Bindemittel besteht hier nicht aus einem feinen Zerreibsel dieser Tonstückchen, sondern aus eisenkarbonathaltigem Kalkspat und Schwefelkies; wenn daher die Breccie auf möglichst geringen Raum zusammengeschoben gelten muss, so waren doch zwischen den Fragmenten noch Lücken genug vorhanden, die an der verwitterten, spitzzeckig-porösen Oberfläche der Masse wieder zutage treten. Die Fragmente selbst sind im intakten Kern des Gesteins hellblaugrau und ganz gleichmässig in Färbung und innerem Zusammenhalt trotz sehr verschiedener Grösse und Gestalt; die Schiefer, in deren Streichfortsetzung die Breccie liegt, sind schwärzer gefärbt, indessen etwas lyditiert, wie die ganze obere Hälfte der Schiefer oberhalb einer gewissen in den Melaphyr unterhalb der Breccie fortsetzenden Horizontalkluft; die untere Hälfte ist stark (hellweisslichgrau) entfärbt, wie dies eigentlich die übrigen in diesem Profil an dem Melaphyr in Kontakt befindlichen Schiefergesteine zeigen. — Jedenfalls ist zu sagen, dass diese Fragmente einen geringeren Grad der Metamorphose durchgemacht haben, als die anliegenden Schiefer, wobei allerdings nicht ausgeschlossen und sogar an einzelnen Stellen sicher ist, dass diese Kontaktgesteine noch durch viel spätere, an den Durchbruchwänden der Intrusivmassen, wie in Kaminen aufsteigende posteruptive Wirkungen einschliesslich der Randpartien der Intrusivgesteine selbst weiter verändert wurden.¹⁾

Das geringe Mass der Metamorphose und der Formänderung dieser kleinen und kleinsten Bröckchen der Breccie ist sehr merkwürdig, wenn man sich vorstellen wollte, dass diese kleine Eckfüllung von dem Magma als Zeuge der gewaltsamen Losreissung, der transportierenden und dabei zermalmenden Wirkung von kleinen Schichtschollen unter gewaltigem Hangenddruck an der unteren Schubfläche der sich aufwärts bewegenden Masse hier zurückgeblieben sein sollte, wobei noch zu bedenken ist, dass selbst am Rande dieser Eckfüllung keine Spur einer magmatischen Vermengung zu finden ist.²⁾ — Gegen eine solche Auffassung würde auch die intakte Form der Frag-

¹⁾ Etwas ähnliches gilt vielleicht für die obere Grenze dieses Lagers, sicher aber für die untere Grenzzone des oberen Lagers im Oberhauser Einschnitt.

²⁾ Dies gilt allerdings für die Kontaktgrenzen im allgemeinen. Das Eindringen des Magmas in kleinere Spalten des Hangenden und Liegenden ist eine sehr selten zu beobachtende Erscheinung; entweder liegt dies an einer Schwerflüssigkeit des Magmas oder daran, dass an der Grenze zwischen

mente sprechen, die ohne jede stärkere Spur zerreibender Abrundung aneinander liegen und ebenso ohne einen verkittenden, feineren Zerreibungsschlamm, sogar ursprünglich mit feineren Zwischenlücken zusammenliegen.

Ich kann mir daher die Entstehung dieser Bildung nur folgendermassen erklären: es bestand bei ursprünglich flacherer Lagerung der Schichten eine der jetzigen ähnliche, wie sehr häufig eckige Oberfläche der Sedimente gegen das von unten (dem tieferen Einfallen der Schichten) her vordringende Magma; dieses löste dort einen unteren, schon für sich etwas lockeren Abschnitt mehr und mehr und lockerte den inneren Zusammenhang der kleinen Randscholle, ohne ihn wegzureissen und ihn völlig fortzuschieben; bei steigender Dicke des Magmas wurde aber der Druck in der auf der Schicht senkrechten Richtung stärker, es wurde die allmählich völlig zerbröckelte Randecke nach dem Liegenden zusammengeschoben, wo indessen der noch fortbestehende, im Einfallen aufsteigende Druck eine gänzliche Niederdrückung und Zerteilung der Trümmer an der Liegendfläche des Magmas verhinderte. Erwägt man noch, welche relativ geringen frittenden Wirkungen am Kontakt selbst vorliegen, und dass das höchst gleichmässig struierte Eruptivgestein nur dem Mass der Fritting vergleichbare, wenn auch gesteigert veränderte Einschlüsse und keine erheblicheren Einschmelzungen zeigen konnte (wovon nichts zu bemerken ist), so dürfen wir das Vorhandene als den getreuen Zeugen der mechanischen Wirkungsfähigkeit des Magmas an diesem Ort und in dieser Phase seines Aufsteigens auffassen, dürfen vielleicht noch annehmen, dass bei der Kristallisation des Magmas die Eckfüllung noch etwas zusammengedrängt wurde.

Aber weder das Magma selbst, noch die hypothetisch angenommene Expansion bei der Auskristallisation haben es vermocht, ausser der scharfen Ecke der überragenden Schieferpartien noch den kleinen, nasenartigen Vorsprung wegzuschaffen, der in das Magma, ohne Störung seines Zusammenhangs zu zeigen, eingeschlossen ist, wobei als besonderer erschwerender Umstand hervorzuheben ist, dass die ganze Erscheinungsgruppe an der Liegendfläche des Eruptivgesteins vor sich ging.

Wenn man sich nun vor Augen hält, welche gewaltigen Hebungswirkungen und Kraftentfaltungen dem Magma bei völlig selbständiger Lagerintrusion (oder bei seitlicher Auseinanderreibung von Querspalten) ohne die Annahme der Vorarbeit oder begleitender Hilfe tektonischer Vorgänge zugemessen werden müssten, so muss man sich über die winzigen darauf zu beziehenden Begleiterscheinungen erstaunen und sich fragen, ob das alles ist, was man dabei als treffende Zeugen dieser Ereignisse anführen könnte. Ganz ausgeschlossen ist, dass bei solchen geringfügigen Erscheinungen am Kontakt selbst jene oben beschriebenen Störungen zwischen beiden Lagern auf etwas anderes zurückzuführen sind, als auf rein tektonische Ursachen, zumal die bei ihnen festzustellenden Bewegungsrichtungen gar nicht mit den einfachen des Magmaaufsteigens übereinstimmen, was wir auch bei Gelegenheit des Oberhauser Einschnitts betonten.

Einen ganz ähnlichen Einschluss in das Magma zeigt auch der Aufschluss im Melaphylager über dem Hauptkalk-Abbau am Baumrech zwischen Altenglan und Bedesbach (vgl. Tafel II Figur 7); hier ragt der Einschluss von der Seite einer schiefeilen Aufstiegstufe des Magmas von dem Nachbargestein in jenes hinein; die Lagen kalkiger Schiefer mit Fischresten gehen kontinuierlich und ohne jede Lagerungsstörung in den 20 cm langen nasenartigen Vorsprung über und nur an der äussersten Grenze gegen den Melaphyr zeigt sich eine 2 cm breite Zone einer durch Calcit wieder zugeheilten Zertrümmerung, abgesehen von einem kleinen 3 cm langen isolierten Fragment der gebänderten Schichten, das eine Lagerungsänderung an der Basis des Vorsprungs zeigt.

Wenn diese Störungen hier nun wirklich ursprüngliche, mit der Intrusion zusammenhängende Störungen waren, so hätte man sich nicht zu wundern; ein Teil der grösseren dieser kleinen Störungen geht aber mit Calciterfüllungen in den Melaphyr über (Beweisstück in der Sammlung des geognostischen Bureaus) und man könnte daher die anderen weniger kräftigen ebenso als viel jüngere Störungen ansehen, was in gleicher Weise berechtigt ist. Bestätigt wird dies dadurch, dass die Abbruchwand, in der der Querschnitt des Vorsprungs liegt, eine Bewegungsfläche war; eine

Magma und Sediment das umgekehrte LEIDENFROST'sche Phänomen auftritt, dass sich zwischen beiden eine einerseits durch Temperaturdifferenzen hervorgerufene oder verdichtete, andererseits durch den Druck des nachdrängenden Magmas ständig gewordene Zwischenwand von stark gespannten Dämpfen und Gasen bildete, welche einen wirklichen Kontakt mit Anschmelzungserscheinungen ebenso selten zulässt, wie ein Eindringen des Magmas in kleinere Spalten; der substanzielle Kontakt würde darnach durch die Expansion der Masse bei der Kristallisation erst in etwas späterer Phase herbeigeführt sein.

ältere Calcitkluft mit 70° Einfallen nach Süden zeigt starke, senkrecht zum Streichen der Schichten verlaufende Rutschstreifen einer den Calcitgang durchziehenden Bewegung im Sinne einer Absenkung der südlich anliegenden Schichten; es ist natürlich, dass diese relativ starken Bewegungen sich auch in die unmittelbare Nachbarschaft fortpflanzen und sich besonders an der Grenze von Intrusiv- und Schichtgestein kennzeichnen mussten. Im übrigen sind hier weder im Liegenden des Melaphyrs, noch im Hangenden irgendwelche Störungen der Anlagerung der Schiefer trotz ziemlich unruhiger Oberfläche der magmatischen Einpressung zu erwähnen (vgl. unten).¹⁾

Wie bei den eben geschilderten Lagern die neben ganz intakter Zusammenlagerung auftretenden gestörten Lagerungen der Sedimente sich auf viel spätere tektonische Vorgänge zurückführen lassen, so ist es auch an vielen anderen Stellen, dass an den die Schichten durchschneidenden Eruptivmassen alle späteren Gebirgsbewegungen eine Art Ablenkung und Reflexion erfuhren; dass auffälligere Störungen auch darauf geprüft werden müssen, ob sie solcher Gruppe von Wirkungen angehören, ist selbstverständlich, wenn man auch noch so geneigt sein könnte, alle derartigen Erscheinungen auf das Magma zurückzuführen. Auffällig ist aber nur, dass die kleineren, mit Notwendigkeit überall vorzusetzenden Wirkungen der Magmaeinpressung, besonders in den leicht zu Lagerungsverwirrungen geneigten Schiefertönen, in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle fehlen. Hiefür seien noch zwei weitere Beispiele aus der Umgebung des Königsberg-Potzberggebietes dargelegt.

Taf. II Fig. 1 stellt eine Strecke der tiefsten von den nach dem Sattellinnern gerichteten zahlreichen, weitgestreckten Lagerapophysen eines weiter entfernten, auf der Aussenseite zum Teil gangartig steil einfallenden Stockes²⁾ dar; sie ist bei Relsberg durch einen Sandstein- und Plastersteinbruch im Streichen des Lagers vom Ausstreichen her blossgelegt; die Hauptintrusion fand an der Grenze von hangendsten, dünnschieferigen, grauen Schiefertönen und mehr massig geschichteten, sandigen Tönen mit unterlagernden, schwärzlichen Schiefertönen und liegendstem Bausandstein in unteren Oberen Cuseler Schichten statt; sie greift bis auf letzteren über, während die obere Grenze des Lagers regelmässig und gleichmässig mit den Schiefeln flach nach SO. einfällt. Die merkwürdige Art der Ein- und Anlagerung an das Liegende ist aus dem Bild klar zu ersehen; abgesehen davon, dass an keiner einzigen Stelle dieses von mir in seinem Weiterbetrieb seit sechs Jahren stetig verfolgten Bruches an der Grenze von Melaphyr und Sediment nirgends die leiseste Spur eines aus dem Zusammenhang mit den Sedimenten gerissenen oder transportierten Trümmerbandes oder ähnliche Ansammlungen zu sehen sind, kann man auch nirgends ein Anzeichen einer irgendwie bemerkenswerten Störung der Lagerung erkennen, welche auf die Wirkung der unter ausserordentlichem Druck und Gegendruck eingepressten Magmabewegung zurückzuführen wäre; keine Fältelung, keine Stauchung, keine Zerdrückung, Zerknitterung, Zusammenschiebung oder sonstige Beunruhigung der Lagerung ist zu sehen, statt dessen eine völlig glatte und unmittelbare Anlagerung, erfolge sie nun konkordant oder diskordant. Das einzige, was zu erwähnen wäre, ist in Figur 5 vergrössert dargestellt; die ganz schwache Biegung an dieser in der Achse schief gestellten, sackartigen Einbuchtung scheint mir mehr auf die Wirkung der Expansion zurückzuführen zu sein, wenn sie nicht vielleicht die vorbedingende Ursache der eigentümlichen Ausbruchungrenzung, d. h. die Folge einer der Intrusion vorhergegangenen lokalen Stauchung als Begleiterscheinung einer Aufblätterung betrachtet werden sollte. Als einzige Folge einer gewaltsamen Intrusionseröffnung eines 2,5 m mächtigen Lagers unter dem Druck fast der gesamten Cuseler und Lebacher Schichten ist sie allzu geringfügig. Die Expansion bei der Erstarrung kann übrigens auch gelegentlich scheinbar gar keine Wirkungen ausüben, wie die Vergrösserung der sackartigen Vertiefung an der Oberfläche des Lagers (Fig. 4) beweist, wo keine Spur einer Lagerungsbeunruhigung zu erkennen ist, während man doch eine Kompression von zwei Seiten zu erwarten hätte; indessen ist vielleicht die äusserst feine Zerschieferung der Schichtung auf einen solchen Seitendruck zurückzuführen (vgl. DAUBRÉE, Experimentalgeol. 1880 S. 241), denn zu einer Stauchung gehört auch die Möglichkeit des Ausweichens der gepressten Lagen, welche hier sehr wohl gefehlt haben könnte, während sie im Laufe einer Intrusion des Magmas bei einer hypothetisch selbsttätigen Eröffnung des Weges durch ein keilförmiges Auseinandertreiben der Sedimente zu beiden Seiten des Intrusionsweges nicht wohl geläugnet werden kann. Von hohem Interesse

¹⁾ Der frühere Kalkabbau zeigte übrigens eine ganz schmale, wandartige Gangapophyse des Melaphyrs ins Liegende, einen „Stengel“, wie ihn die Bergleute dort nennen, wie ein solcher auch in dem Liegenden des Melaphyrlagers am Remigiusberg durch den Kohlenbergbau an der Streitmühle nach Aussage des Obersteigers H. G. ALTFETER aufgeschlossen wurde (vgl. oben S. 133).

²⁾ Vgl. Tafelerklärung.

sind aber die kleinen im streichenden Querschnitt durch das Lager auftretenden mehr und weniger regelmässig linsenartig auftretenden Melaphyrbutzen als Querschnitte von schmalen zungenförmigen Apophysen. Sie treten einerseits in der grauen Schieferzone da auf, wo das Melaphyrlager einen stehen gebliebenen Rücken von massigen, sandigen Schiefem umlagert, dessen jenseitige Oberfläche offenbar nach dem Lager der grauen Schiefer abfällt,¹⁾ von wo aus dann die Intrusion flacher in die grauen Schiefer stattfand, andererseits ziehen sie von dieser Stelle nach Osten in absteigender Linie im Sandstein fort, was auch als ein Beweis angesehen werden kann, dass das obere Hauptlager bei etwas stärkerem Einfallen als die Sedimentschichten endlich auch die Sandsteine durchkreuzt, von welcher Stelle aus die Zungen-Apophysen sich ans Ausstreichen heran erstrecken. Was nun die Begleiterscheinungen dieser nach ihren Dimensionen als Endstücke der Intrusion zu betrachtenden Einschaltungen betrifft, so zeigt sich auch hier nichts von vorgetriebenem Trümmerwerk oder Lagerungsbeunruhigungen etc. selbst kleinsten Massstabs in der nächsten Umgebung, noch zeigen sich in diesen bis handhohen oder handbreiten Melaphyrlinsen irgendwelche makroskopische Sedimenteinschlüsse, die hier am ehesten noch zu erwarten wären; man sieht auch makroskopisch eine Änderung im Kerne oder im allgemeinen makroskopischen Habitus des Eruptivgesteins, was sein müsste, wenn in den Raum, den z. B. eine im Sandstein eingeschlossene Linse einnimmt, das gesamte wie rätselhaft verschwundene Quarzmaterial in den Schmelzfluss völlig hereinbezogen wäre. Nicht alle diese im Sandstein eingeschlossenen Linsen lassen überhaupt eine Materialverdrängung wahrscheinlich sein; der in Taf. II Fig. 3 dargestellte obere und untere Umriss lässt auch den Eindruck aufkommen, als ob die Unregelmässigkeiten sich oben und unten entsprächen, so dass hier bloss eine Auseinanderreissung stattgefunden hätte. Hierbei ist noch zu beachten, dass man in solchen Steinbrüchen meist vertikale Wände, aber nicht senkrecht zur Schichtfläche gehende Querschnitte hat, daher man keine senkrecht zur Schichtfläche orientierten, entsprechenden Stellen von Hangendem und Liegendem zu Gesicht bekommt. Rechnet man dazu, dass solche tektonische Abhebungen, wie wir sie durch Seitendruck annehmen, auch mit horizontalen Bewegungen verbunden sind, dass andererseits auch Abbröckelungen vom Hangenden (isolierte Schollen im Magma) möglich sind, so ist erklärlich, dass man so selten genau entsprechende Hangend- und Liegendkonturen antrifft. Es könnte z. B. in unserem Profil der aus dem Hangenden des ganzen Lagers hereinragende Zapfen als Beginn einer etwas im Einfallen verschobenen Sedimentmasse sein, die in die grosse Lücke im Liegenden des Melaphyrs hereinpasst, oder auch ein Abbruchrest, dessen übrige Schollenteile im Einfallen der Schichten abgestürzt und weitergerutscht sind und daher im Querprofil nicht mehr zur Anschauung kommen können.

Zu den Melaphyreinschlüssen im Sandstein ist noch folgendes zu bemerken: beim Stossen und besonders beim Spalten der Bausandsteine mit Keilen kann man in Steinbrüchen oft eine gewisse Biegsamkeit und Krümmungsfähigkeit des Gesteines im kleinen an ausgebrochenen Blöcken sehr wohl beobachten; als etwas derartiges kann man ein beschränktes tektonisches Zerspalten mit dem Resultat der Entstehung eines linsenförmigen Hohlraumes, der durch das auskristallisierende Magma noch erweitert werden kann, verstehen. Diese Krümmungsfähigkeit ist natürlich nicht ohne eine einseitige Stoffverdichtung in und quer zur Lagerung zu denken; eine solche kann aber auch an besonders geeigneten Stellen ganz und gar vorwalten und ursprünglich keilförmige Aufspaltungen zu eckiger begrenzten Räumen verwandeln; zwischen diesen blieben dann Pfeilerchen der ursprünglichen Lagerung bestehen, welche lediglich eine stärkere Flächenzerspaltung als Folge der Druckwirkung aufweisen. Beide physikalische Momente können nebeneinander wirken und ineinander übergreifen, wobei nur die Voraussetzung zu machen wäre, dass das Hangende keine starke Belastung darstellte, d. h. dass das Gewicht der Sedimente über dem Intrusionsraum tektonisch abgehoben wäre, als Teile des grossen Sattels nur durch ihre Sattelpfeiler (von denen sie wieder einen Teil für sich bilden) und nicht noch durch die Unterlage getragen würden (Nachtrag).

Hiermit ist natürlich nicht die Frage nach der Entstehung der auch in Melaphyrgebieten vereinzelt zu beobachtenden seitlichen Steilränder vieler Intrusivlager zu verquicken; der Faltungs-Abhub wird durchaus nicht stets einen im Querschnitt linsenförmigen Raum erzeugen, sondern je nach Richtung und Stärke der entgegenstehenden Wirkungen, selbst nach der Art des Gesteinswechsels und ihres Zusammenhalts auch eckige Abbiegungen, ja bei vorhergehender Zerklüftung auch eckige Ausbrüche, die innerhalb einer grösseren Lüpfung vielleicht das Magma seitlich beschränken können, während noch unausgefüllt gebliebene Räume eines Abstaus sich später wieder schliessen.

¹⁾ Dies kann im Einfallen ebensogut der Fall sein, wie bei dem östlich (rechts) benachbarten Hercinragen der Sedimente ein solches sehr verschieden geneigtes Abfallen im Streichen geschieht.

Nach diesen Vorausschickungen spricht das in Taf. II Fig. 6 dargestellte Profil für sich selbst; es ist das Profil eines von zwei parallelen Einfahrtsschlitzten zu einem Pflastersteinbruch (bei Lauterecken), der am linken Ende erst eigentlich beginnt, zu einer Höhe von 28 m aufsteigt und lagerhaft nach N. sich einsenkt; die auf der linken Seite gezeichnete Verwerfung hat eine Absenkungs-Sprunghöhe von ca. 16 m, worauf sich eine grosse Zahl von Störungen einstellen, deren einzelne Melaphyr-schollen den hangenden Schiefer in höchstem Masse gleichsinnig und ungestört aufgelagert zeigen. Das abgebaute Melaphyrlager ist ein Keil zwischen zwei NW.-SO. streichenden Störungen und die gezeichneten Verwerfungen sind NNO.-SSW. verlaufend. Die Rutschstreifen an den steilen Störungsklüften weisen zum Teil auf vertikale Verschiebungen hin, zum Teil auf ausgesprochene Querverschiebungen, welche letztere, wie häufig beobachtet werden kann, an im Einfallen oder Streichen verlaufenden Klüften mit kleineren bis unmerklichen Vertikaldislokationen auf eine ältere Faltungsperiode hinweisen, die in prätriadischer Zeit auf das schon vorher sehr zerklüftete permkarbonische Gebirg wirkend, sich in eine grössere Anzahl kleiner tangentialer und transversaler Schollenverschiebungen auflöste.¹⁾ Die Äusserungen dieser seitlichen Verschiebung zeigen sich da am stärksten, wo die ohnedies das Schichtensystem flach oder steil wandartig durchsetzenden Melaphyrintrusionen jenem Seitendruck steilere und besonders dabei auch gekrümmte Oberflächenabbiegungen entgegenstellen. Dies ist im Profil Fig. 6 an mehreren Stellen der Fall und hier sind nun die auch an den Vertikalklüften zu beobachtenden, verschieden gerichteten Verschiebungstreifen in grösserem Masse vorhanden, zeigen sich besonders an gekrümmten Schichtflächen, die sich der Rundung der Melaphyrabbiegungen anschliessen; ein Beweis dafür, dass sie nicht der Intrusion selbst angehören, ist die zu beobachtende Tatsache, dass sie sowohl auf den Melaphyrkörper selbst übergreifen, als auch auf die feine mit ihm verwachsene Kontakthaut (aus der Substanz der angelagerten Schiefer). Wenn wir dies beachten, so wird auch die auf der einen Seite der Melaphyrabbiegung zu erkennende Schichtenfalte als eine sekundär verstärkte Schichteneinbiegung zu erklären sein, deren erste Anlage nach unserer Ansicht eine Einbiegung ist, die tektonisch verursacht, entweder formgebend auf die Ausbreitung des Melaphyrmagmas gewirkt hat oder die in jenem von dem zähen Schmelzfluss und seinen Fliessunebenheiten vor der Erstarrung nicht ausgefüllten Räume durch den Schichtendruck von oben herangepresst wurde. Eine kaum merkbare Veränderung der Schichten am Kontakt lässt es auch hier wie in so vielen anderen Fällen fraglich erscheinen, ob das Sediment mit dem glühenden Schmelzfluss in unmittelbarem und andauerndem Kontakt gewesen ist.

Noch ist besonders hervorzuheben, dass in einem zweiten Schurfschlitz dieses Vorkommens die Kontaktwirkungen etwas stärker sind, dass man auch hier, übereinstimmend mit den angeführten Tatsachen, den Eindruck hat, als ob die Rutschflächen an dem schon metamorphosierten Material entstanden sind, daher auch deswegen nicht als Folge der Intrusion zu betrachten wären, da diese doch nicht der Metamorphose nachfolgt.

Die den oben erwähnten linsenartigen Einschaltungen von Melaphyr in Schiefem ähnlichen, aber etwas grösseren Vorkommen kenne ich auch ohne jede Spur von Schubbegleiterscheinung von dem grossen Dielkirchener Melaphyrlager mit nur einer leisen Aufbiegung der Schiefer am Kontakt einer kleinen Einbiegung zwischen zwei Linsen und einer schwachen auf die Expansionswirkungen zurückzuführenden feineren Zerschieferung in unmittelbarer Umgebung (Taf. II Fig. 8). Ebenso wenig erscheinen die gelegentlich in den Melaphyr völlig eingeschlossenen, vom Liegenden oder Hangenden abgelösten, kürzeren oder längeren Schichtschollen von den Bewegungen des Magmas merkbar gebogen (Aufschluss an der linken Alsenzseite zwischen Hochstätten und Altenbamburg).

Als eine recht seltene Erscheinung begrüsst ich die Auffindung einer wenig ausgebreiteten und lokalen innigen Vermengung zwischen Eruptivgestein und anliegenden Schiefem an dem SO. von Erdesbach vom Schneidchen herunterkommenden Cuselit und zwar im Hangenden des unteren Teiles der in das Tal auslaufenden Gabelung ganz nahe am Tal (Taf. II Fig. 8). Es liegt hier indessen nicht die Erscheinung des Eindringens des Magmas in Spältchen der Schiefer vor, wie es mir zuerst schien, sondern umgekehrt, die Schiefersubstanz ist in ganz schmalen, scharf begrenzten Zügen in das Eruptivgestein eingeschlossen, so dass man einen Beweis der Expansion des Magmas von etwaign

¹⁾ Vgl. z. B. in der Nähe befindliche kleine Störungen bei Lauterecken Bruch rechts von der Strasse nach Wiesweiler, bei Medard Br. neben dem Weg nach Löllbach, am Eisenknopf bei Wolfstein, an der neuen Burg Wolfstein, Bruch neben der Strasse von Altenglan nach Welchweiler, Bruch N. von Bosenbach etc.; in einem Bruch von Potzbergsandstein im Gottersbach zeigen sich auf 3 m Distanz eine mit 70° nach O. einfallende in h 1/2 streichende Klufffläche mit horizontalen und eine in h 1 mit 65° nach Osten einfallende mit vertikalen Streifen.

Intrusivspältchen her hatte und eine Zerdrückung zu erkennen glaubt, wenn nicht die Begrenzungen des Melaphyrs so scharf linig erhalten wären. Dies und eigenartige Verzweigungen der Schiefersubstanz in das kristalline Gestein hinein, die ganz wie Zertrümmerungsspalten in letzterem aussehen, machten mich wieder an dieser Deutung irre, was durch einen Fund bestärkt wurde, wo zweifellos ein Fragment von Melaphyr genau ebenso in den Schiefer eingeschlossen war, wie die übrigen Teile, dabei aber mit einem freien Seitenrand derart der gleichlaufenden Randstelle eines nahe gelegenen zweiten Stückes in Ein- und Ausbuchtungen entspricht, dass dies nur als ein Abbruchstück von dem schon gefesteten Intrusivgestein erachtet werden kann; so erklären sich auch die übrigen Formen der innigen Zusammenlagerung besser, die ich als eine Kombination von ursprünglich unregelmässiger Kontaktoberfläche und späterer Druckwirkung ansehe. Das beweist auch die Art der zahlreichen Rutschflächen, deren Stärke, Lage, Neigung und Schrammung darauf hinweist, dass hier der Melaphyr in der noch vorhandenen Gestaltung seiner Oberfläche die feste, stauende, ablenkende Unterlage der Bewegungen des Schiefers zum Teil in grosser Regelmässigkeit unmittelbar über und ausserhalb seiner Oberfläche gebildet hat. Die Abhängigkeit der Bewegungsfläche von der Form der noch vorliegenden Unterlage ist ganz auffällig und lässt ihr Gegenseitigkeitsverhältnis deutlich erkennen. Es ist undenkbar, dass hier während eines fortschreitenden schiefen Aufstiegs des Magmas, des Nachdrängens unter hohem Druck bei einer hypothetisch angenommenen Hebung und Zerreiessung durch die Wirkung der fortwährend treibenden Gase das allererst geschaffene Lageverhältnis des Kontakts von Anfang bis zum Schluss des ganzen Vorganges beibehalten werden konnte, ebenso undenkbar, wie dabei keine dicke Schicht von Zerreibungsmassen zwischen Magma und Schiefer gebildet worden sein sollte, wenn das Vorhandene in letzterwähntem Falle etwa erst dem Schlussakt des Prozesses zugeschrieben würde.

Ganz auffällig ist aber folgende Tatsache: kristallines Gestein und Schiefergestein sind innig verschmolzen, so dass kein Zweifel ist, dass letzteres eine ganz intensive Schutzhülle um ersteres bilden musste; trotzdem nun die Schiefer völlig gleichmässig wohl erhalten sind, ist das kristalline Gestein durchgängig in einer schmalen Randzone in den Feldspäten kaolinisch zersetzt und zeigt Umwandlungserscheinungen, die eher mit der Bildung von kleinen das Gestein durchsetzenden Rutschspältchen mit Füllung übereinstimmen; man sollte fast schliessen, dass der jetzt vorliegende Kontakt erst nach dieser Metamorphose, was nicht anders zu deuten ist, so innig geworden sei. Dagegen zeigen die Schiefer selbst nichts Auffälliges; sie sind gehärtet, kohlschwarz und haben nicht einmal in eingeschlossenen Gängen und Anlagerungsblättern von 0,5 m Dicke durch den magmatischen Kontakt die Farbe der eingeschlossenen (zum Teil) org. Substanz verloren, die sie in einigen Minuten über dem BUNSEN'schen Brenner völlig verliert. Das würde den Schluss zu ziehen erlauben, dass ein Magma, welches so wenig Wärme abzugeben vermag, auch keine erheblichen dynamischen Wirkungen ausüben könnte,¹⁾ dass es daher an dieser Stelle eines vorgebildeten Raumes angelangt zwar noch flüssig genannt werden konnte, aber in seiner äusseren Zone schon stark abgekühlt war, dass der Kontakt mit dem frischen Gestein schon sogleich die Erhärtung zu einer oberflächlichen Kruste verursachte. Die hier erwähnten Tatsachen sind mikroskopischer Prüfung vorbehalten, wozu eingesammelte Handstücke vom Fundort (Taf. II Fig. 8 im Übersichtsbild) das geeignete Material liefern werden (vgl. Nachtrag).

Wir nehmen daher an, dass die den Platz für das Magma schaffenden Vorgänge nicht von der Stelle ausgegangen sind, wo sich das Magma befindet, sondern dass sie Folgen von weithin verbreiteten Vorgängen sind, welche auch die ganze Masse des Pfälzer Sattels gleichmässig erfasst haben; die Räume entstanden dann durch homologe Bewegungen innerhalb der Schichtenmasse, welche auf Grund verschiedener physikalischer Beschaffenheit gewisser Sedimente sich nur im Masse der Bewegung und nicht in ihrer Art voneinander unterscheiden; hierdurch sind allein im kleinen möglichst zertrümmerungsarme Zerreiessungen der Schichten ermöglicht, die aber da nie fehlen, wo sehr verschieden gerichtete und verschieden geartete Bewegungen sich kreuzen oder wo feste und ausserordentlich grosse

¹⁾ Es müsste denn sein, dass das Magma etwa an dieser Stelle nicht mehr selbsttätig ankommt, wie auch angenommen wird, passiv durch den Expansionsdruck tiefer liegender erstarrender, magmatischer Herde emporgetrieben wurde; bei dieser Annahme sollte sich aber die Verdrängungs- und Zerdrückungsmasse zwischen dem immer noch mit einem Mehr an Leistung vordringenden Magma und den auseinander gerissenen Gesteinsmassen in unvermindertem Masse und in unveränderter Form in grösserer Deutlichkeit nachweisen lassen, was nirgends der Fall ist.

Lasten durch turbulente und in sich selbst noch labile Kraftmassen, wie Magmen sind, sich miteinander in Widerstreit befinden.

Wollte man sich die Erscheinung solcher Lagereröffnung als lediglich durch das Magma selbst geschehen vorstellen, so könnte das keinesfalls derart angenommen werden, dass eine ungeheuere Lavenmasse verhältnismässig plötzlich und zuerst an verhältnismässig gering ausgedehntem Ansatzpunkt sich keilartig in die Schichtenfugen einzwängt, dadurch eine weithin verbreitete Lagerlüftung mit lokaler Zerreiſung des peripheren Zusammenhangs verursacht, dabei stabil und stark genug ist, das erzwungene Lumen auch offen zu halten, bis das Magma in die entstandenen Hohlräume entweder selbständig eindringt oder unter dem in diesem Falle notwendig bleibenden Schichtendruck soweit als es irgend geht in die letzten Winkel der Zerreiſungsverzweigungen dadurch eingepresst wird. Nur in diesem Falle könnte man das Fehlen weiterer Grenzstörungen ausser denen der Zerreiſung etwas verständlicher finden, während aber hierbei notwendig die ganze ungeheuere Arbeitsleistung des Magmas schon in den Anfang der Schichtfugeneröffnung projiziert wäre, ohne Aufklärung über die Herkunft einer solchen Gewalt an diesem Punkt zu bieten; das Rätsel wäre bloss um eine Stufe zurückgeschoben.¹⁾ — Gewiss denken alle Forscher, dass, wenn das Magma hebedend wirken könne, es dies bloss allmählich, durch Entwicklung der Kraftleistungen, durch stufenweise Steigerung, langandauernde, weitverbreitete und gleichmässige Kleinarbeit an jedem Punkt des späteren Kontaktes erreichen könne, so dass die Gesamtlüftung des Lagerraums erst aus einer Summe von zahllosen kleinen Vorgängen entstanden wäre; dies geht auch aus allen jenen Versuchen hervor, aus der Beachtung der kleineren Lagerungsstörungen und Anzeichen dynamischer Einwirkungen in der nächsten Umgebung der Intrusivgesteine diese Art der Arbeitsleistung wahrscheinlich zu machen; diese Anzeichen fehlen aber in der Masse, der Allgemeinheit und der Eindeutigkeit, wie sie verlangt werden müssten, völlig. — Es kann daher nur die Annahme eines tektonischen Vorgangs die erste der von uns eben besprochenen Entstehungsarten, die für sich an den grössten Unwahrscheinlichkeiten leiden, einigermaßen ersetzen.

Die tektonischen Ursachen einer solchen Lagerlüftung verbürgen auch eine gewisse Gesetzmässigkeit der sich dabei ergebenden Gestaltungen, wie sie auch die Sattelung zum Teil voraussetzen, zum Teil als Begleiterscheinung an der Sattelbildung aufzufassen sind. Das sind aber auch die einzigen Verschiebungserscheinungen, welche ich bei der Entstehung der Sattelung annehmen möchte; dass sehr bald darnach durch eine hinzutretende stärkere Zerklüftung in den so verschieden erhobenen, übereinander gelegenen Schichtkomplexen Auslösungen von Gewölbespannungen entstehen, kleinere und grössere Einbrüche, die zu Dislokationen, besonders in der äusseren Kruste des Sattels, Anlass geben, das soll nicht bestritten werden; es dürften vielleicht hierauf Erscheinungen zurückgeführt werden, welche wir oben S. 125—126 berührt haben.

Wir haben im obigen hauptsächlich unsere Auffassung über die Entstehung und die Morphologie der Melaphyrintrusionen dargelegt, haben aber dabei auch schon die der übrigen, etwas älteren Intrusionen berührt, auf welche wir jetzt weniger eingehend zurückkommen.

C. Porphyrint intrusionen und die umgebenden Sedimente. Für die Porphyrit- und Porphyrvorkommen sind derartige aus der Form des Auftretens zu schliessende Vorgänge ebenfalls nahe zu legen (vgl. l. c. S. 135), jedoch haben sie auch ihre Eigenheiten, die, wie mir scheint, für sie charakteristisch sind; da ist hauptsächlich der kuchenförmige Kern von kuppigen Erhebungen hervorzuheben; ich habe am angeführten Orte schon dargestellt, dass es sich hier um

¹⁾ Es lässt sich auch aus den verschiedensten Aufschlüssen keine Steigerung der Lagerungsstörungen nach den geologisch grösseren Tiefen, die das Magma durchdrungen hat, erkennen. — Auch mit der anschauungsschweren Vorstellung einer bruchlosen Emporwölbung der Schichten durch das Magma in einem halbplastischen Zustand der Sedimentgesteine (GILBERT) unter grossem Druck finde ich die Art der stets scharfen, flach diskordanten Durchbrechung der Sedimente unvereinbar. Letzteres dürfte auch gegen alleinige Arbeit des Magmas sprechen (vgl. Nachtrag).

Ausfüllungen und Auftreibungen von im wesentlichen präformierten Sattelungslüpfungen handeln könne.

Wie dies für die auf dem Blatt Kirchheimbolanden liegenden, zum Teil Lagerstock-, zum Teil Linsenkern-artigen Vorkommen gilt, das wird an anderer Stelle eingehender behandelt werden. Für den Königsberg, der als Typus gelten könnte, habe ich schon l. c. S. 131 bemerkt, dass infolge des eigenen Verbreitungsbezirkes der Ob. Cuseler Schichten über Devon bei der seitlichen Zusammenfaltung der ganzen Masse das Karbon eigene Bewegungen gegenüber dem Hangenden ausführen musste; andererseits habe ich oben S. 116 u. 122 ausgeführt, dass die Transgression der Oberen Cuseler Schichten nach Norden vielleicht schon relative Hebungsbewegungen im Verbreitungsgebiet der älteren Karbonsenke selbst in einer der Streichrichtung des Devon ähnlichen Richtung voraussetze und dass hierdurch im oberen Karbon oder auch den unteren Oberen Cuseler Schichten, zugleich in der Nähe starker Faciesunterschiede, leichte Sattelungsaufblätterungen infolge räumlicher und physikalischer Gegensätze entstanden sein könnten. Solche Aufblätterungshöhlungen von rundlicher Form könnten um so eher zwischen jenen Stellen entstehen, wo (vgl. unsere obigen Ausführungen) die Hauptsattelung noch von queren Einmüldungen durchkreuzt ist; sie können auch, wenn sie zu beiden Seiten einer solchen queren Einmüldung oder mehr an den Flanken einer solchen Satteltuppe in nahegelegenen oder gleichen geologischen Horizonten entstehen, sich vereinigen oder einer solchen Vereinigung durch hinzutretende magmatische Wirkungen erheblich vorarbeiten (vgl. S. 154). Sie können sich auch um so eher erhalten, als zur ältesten Zeit der Sattelerhebung bis zur rasch nachfolgenden Intrusion der Porphyre die Zerklüftung von unten her noch nicht so weit durchgedrungen sein konnte, wie später, wo sie einerseits für die Form der Melaphyrlager mehr massgebend wurde, andererseits aber auch wieder den baldigen Senkungsschluss etwaiger Aufblätterungshöhlungen, deren Gewölbe sich vorher selbst getragen haben, begünstigten.

Wir sehen also in dem Unterschied in der äusseren Form zwischen Porphyry- und Melaphyrint intrusionen nur die Folgen des zeitlichen Unterschieds und der inzwischen vorgegangenen tektonischen Veränderungen des sedimentären Gebirges.

Mit unserer Erklärung stimmt auch die auffällige Tatsache, dass die Porphyryintrusionen zur Zeit geringerer Zerklüftung des Pfälzer Sattels sich an die einfachsten, wichtigeren und regelmässiger angeordneten Hauptpunkte des Pfälzer Sattels und der anliegenden Mulde, Zentren und Eckpfeiler bildend, halten, daselbst in grossen Massen lokalisiert auftreten, während die Intrusivmelaphyre mehr in der äusseren Sattelregion zerspalten, zersplittert, zerstreut und verzettelt mit nur recht selten grösseren Massenentwicklungen zu beobachten sind.

Wir haben in Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken, S. 129 Anm., daran erinnert, dass auch die Nähe von Porphyry- und Porphyritkernen durch stärkere Melaphyryintrusionen bezeichnet sei und glaubten, dass es sich um die mechanische Eröffnung der Intrusionswege durch an solche zentrale Massen sich anknüpfende Vertikalbewegungen handle: solche Eröffnung mag lagerhaft wie in der Nähe des Donnersberges oder der Ebernburger Masse sein oder, wie es scheint, mehr stockförmig wie am Kiefernkopf neben dem Hermannsberg und stockförmig lagerhaft wie am Potschberg.¹⁾

¹⁾ Es ist daran zu erinnern, dass auch die Porphyre und Porphyrite im Innern des Sattels mehr stockförmig bis allseitig lagerhaft erscheinen, am Rande des Sattels mehr stockförmig bis einseitig lagerhaft; eine grosse Analogie in der Art der Verbreitung des Magmas innerhalb der Sedimente existiert zwischen den Porphyry- und Melaphyryintrusionen ohne Zweifel.

Auch hier ist besonders zu beachten, dass die Unregelmässigkeiten am Kontakt mit dem Eruptivkern, abgesehen von der erwähnten Wirkung, welche als Folgeerscheinung der Magmaerhebung und -Ausschöpfung aus dem tieferen Untergrund, der Expansion bei der Kristallisation und der Kluftbildung zu bezeichnen sind, auch noch von allen den zahlreichen späteren tektonischen Bewegungen der Sedimentmasse beeinflusst sind, da die Eruptivzüge als nicht homogen und nicht konkordant, sondern als aufsteigend und durchschneidend eingeschaltete Fremdmassen geradezu angelegt und vorgebildet sind, Widerlager und Auffangmassen für alle möglichen Bewegungen in der Erdkruste zu bilden (vgl. oben).

XI. Einige Beziehungen und Unterschiede zwischen Potzberg und Hermannsberg-Königsberg.

Es erübrigt noch zum Vergleich mit dem Potzberg auch den Westhang des Hermannsberges herbeizuziehen, dessen Konglomeratgliederung und genaue Begehung ihres Ausstreichenden vom Schreiber dieses nachgetragen wurde, da Dr. C. BURCKHARDT die Detaillierung dieser nachträglich als wichtig erkannten Aufgabe infolge seines Ausscheidens aus der bayerischen geognostischen Landesuntersuchung nicht mehr selbst ausführen konnte.

Die Schichtenfolge beginnt jenseits der Bruderwaldmulde hier wie beim Potzberg mit hellgrauen, zum Teil grobkörnigen Sandsteinen, deren wechselnde Ausbildung als Konglomerat schon oben betont wurde, wobei zu erwähnen ist, dass die sehr grobflötige Entwicklung die oberste Region der Potzbergschichten vom Königsberg kennzeichnet; sodann folgen besonders unterhalb (östlich) des Beilsteinzugs gelbweissliche Sandsteine mit Geröllen, rote Schiefertone und dann, begleitet von roten Sandsteinen, ein Konglomeratzug, der am Potzberg den Konglomeratschichten bei 339 O. von Matzenbach, dann jenen östlich unmittelbar bei Gimbsbach und Rudweiler, bei Mühlbach dem ersten südlich von Hüttenwald gelegenen, in seinem ungefähren Verlauf auf kurze Strecken ausgeschiedenen Zuge entspricht. Sodann folgt eine Schichtenreihe von roten Schiefeln, Sandsteinen (an einer Stelle eine ganz schwache Konglomeratlage), dann graue und rote Schiefer in wechselnder Vertretung, sodann ein stärkeres Konglomerat, das wir bei Matzenbach an der „Platte“, östlich Rudweiler in einem Steinbruch, östlich Mühlbach im sogenannten Strassenwald und zwar immer im Hangenden des Felskonglomerats, aber von diesem räumlich durch wechselnde Einschaltungen deutlich getrennt, wieder erkennen. Sodann folgt am Hermannsbergmassiv nach einer kurzen Einschaltung von roten Schiefertönen und Sandschiefeln das Felskonglomerat vom „Steinernen Mann“, das nach dem „Östlich“ einerseits und nach dem Buchenwald bei Bosenberg andererseits sich erstreckt, sowohl durch seine starke Kiesmasse, gelegentlich starke Felsbildung (Bosenbach), seinem auffälligeren Reichtum an grösseren, schon vor der Abrollung sehr stark zertrümmerten Lyditen sich auch, abgesehen von der Reihenfolge, als das Äquivalent des Felskonglomerates kundtut.

Im Liegenden des letzteren Komplexes zeigen sich nochmals rote grobkörnige bis grob brecciöse Sandsteine mit schichtenweise stärkerer Hinneigung zum Konglomeratcharakter, unter denen sich wieder graue Schiefer geltend machen, genau wie am Potzberg am Längenfeldwald (zwischen Gimbsbach und Neunkirchen) in der südlichen Kernregion der Antiklinale (vgl. S. 101) oder westlich vom Lichten-

kopf (beim Schwarzenkopf) und Salzlackerberg westlich von den hier nach der Berghöhe hin zutage tretenden tieferen und tiefsten Schichten. — Bis zu der erwähnten Zone grauer Sandsteine und Schiefer reicht auch am nördlichen und nordöstlichen Königsberg das Profil der Sedimente, die hier im Aschbacher Stollen (vgl. v. GÜMBEL, Über die Quecksilbererze in dem Kohlengebirge der Pfalz. — Verh. d. naturh. Ver. f. Pr. u. W., Jahrg. III S. 112) an dem Porphyry „ohne besondere Veränderung“ anstossen sollen. Ähnliches ist an dem neuen Schloss Wolfstein der Fall, wo diese Zone, allerdings mit Osteinfallen nur höchstens 3,5 m mächtig, unmittelbar vom Felskonglomerat überlagert wird, während sie an der Nordseite des Berges mächtiger ist.

Unmittelbar am Rande des Eruptivgesteins vom Königsberg wird das Einfallen der Schichten aus mehrfach erwähnten und besprochenen Ursachen steiler und steiler; Wirkung der Expansion des Eruptivgesteins und späte tektonische Stauungen müssen sogar in der weiteren Umgebung des Berges die Schichten stärker aufrichten, so dass die zu berechnende Höhe bei Annahme gleichen Einfallens bis zur Kuppenumbiegung hier ein grösseres Mass erreichen würde als beim Hermannsberg, wo jene Wirkungen in geringerem Masse eintreten mussten und daher das durchschnittliche Einfallen tatsächlich etwas geringer, um 6—8°, ist. Unter Abzug dieser Umstände könnte die Zone der grauen Schiefer am Königsberg zu keiner grossen Höhe aufstreichen, besonders wenn man bedenkt, dass sie, von ihrer jetzigen Unterlage aus zu den durchgängig flacher liegenden höheren Schichtenregionen in den übrigen zwei Dritteln der Ummantelung in Beziehung gesetzt, sehr nahe vor ihrer flacheren Gewölbeumbiegung stehen, wenn man das ganze Schichtensystem, ohne Eruptivdurchbruch gedacht, nach dem Einfallen der Schichtenummantelung auf eine normale Schichtenkuppe rekonstruiert.

Die gleichen grauen Schiefer und Sandsteine, durch Zurücktreten rötlicher Einlagerungen etwas mächtiger erscheinend, werden vom Melaphyr des Kiefernkopfes auseinandergerissen und bilden hier ohne Zweifel wenigstens den Beginn der Kernregion der kuppenförmigen Lagerung dieses Komplexes, während am Potzberg in bedeutend grösserer Höhe (+ ca. 50 m) noch eine viel tiefere Schichtengruppe zum Vorschein kommt.

Die durch die Gebirgserhebung, gleichviel durch welche Ursache, erhobenen Schichtenregionen erreichen also beim Potzberg die relativ grösste Höhe, beim Hermannsberg die geringere, beim Königsberg ursprünglich offenbar die geringste Höhe,¹⁾ die erreichten Erhebungen aus der Tiefe scheinen also in umgekehrtem Verhältnis zu der Beteiligung der Eruptivgesteine an den Kuppen zu stehen; wenn diese an den Erhebungen schuld wären, so sollte man fordern, dass mit der grösseren Eruptivmasse auch viel tiefere Gebirgslieder auf relativ grössere Höhen emporgerissen wurden.²⁾ Das ist nicht der Fall und ergibt die erste Folgerung

¹⁾ Der Sellberg S. vom Königsberg scheidet aus dieser Berechnung aus, da er keiner normal an den Königsberg angelagerten Schichtenfolge (vgl. oben S. 119) entspricht; um seine westliche Endigung manteln sich die Breitenbacher Schichten zuletzt mit nordöstlichem Einfallen herum (N. vom mittleren Langbach); unmittelbar nördlich davon setzen sich zwischen dem von N. herabkommenden Tiefental und Saumuhl (W. von Punkt 376) die Potzberg Schichten, vom Schwarzkopf herabziehend unter starkem Schutt noch weit herab; dies entspricht einer, wenn auch nicht weit reichenden separaten Einmündung von Breitenbacher Schichten, die auch die Separierung des Sellbergs ebenso kennzeichnet, wie auf der Südostseite des Königsbergs das Herantreten der Breitenbacher Schichten und unteren Cuseler Schichten an den Porphyrkern, gegen das die Sellbergkuppe (auch abgesehen von der Verwerfung) ganz aussergewöhnlich stark vortritt.

²⁾ Dieser Gedankengang würde eben durch die Anschauung geweckt, dass inmitten höherer Schichtensysteme Kuppen mit Mänteln viel tieferer Schichten auftreten, deren Kern eben eruptiv ist; man schliesst dabei so, dass, je grösser und gewaltiger die Masse des Magmas ist, sie um so mächtigere Schichtensysteme entweder stockartig durchbrechend in die Höhe schleppt, oder in desto tieferen Regionen schon lakkolithartig in die Schichtfugen eindringend, sie Kuppen mächtigerer Schichtenmassen emporhebt; dies sollte man wenigstens bei sonst so gleichartig gebauten Bergkuppen wie den drei in Rede stehenden sicher erwarten.

aus dem Vergleich des Potzberges mit dem Königsberg-Hermannsberg. — Hiermit sei auch auf die ähnlich liegenden Verhältnisse der Mulden zwischen den Satteltuppen (vgl. oben S. 122) verwiesen.

Eine weitere Anschauung erhält man sofort aus der Lage der Konglomeratschichten zu den Eruptivmassen am Hermannsberg; obwohl der Beilsteinzug im allgemeinen die Krümmung der Bergkuppe hat, so zeigt sich doch ganz klar, dass er sich nach seinen Seitenenden hin ins Liegende einbiegt, also viel stärker gekrümmt ist, als das Schichtensystem; das gleiche gilt nach C. BURCKHARDTS Kartendarstellung vom Bruderwaldzug, der südöstlich aus der Mitte der Mulde der Unteren Cuseler Schichten sich etwas nach deren östlichen Flügel einbiegt. In noch viel höherem Masse gilt es aber von dem entgegengesetzt gekrümmten Hermannsbergzug selbst: wie erwähnt, nimmt der Kiefernkopfmelaphyr den Kern der ganzen Schichtenkuppe ein, der Hermannsbergporphyr liegt jenseits davon an der östlichen (oberen) Grenze der Zone der erwähnten grauen Schiefer und hangenden „eigentlichen“ Potzbergsandsteine; beide Enden biegen sich aber so nach innen um, dass sogar das nordwestliche in der Antiklinalregion in die obere Grenze von grauem Sandstein und Schiefer hineinrückt, also auch hier eine viel stärkere Krümmung besitzt als die Schichtenkuppe. — Wie ist diese bemerkenswerte Erscheinung zu erklären? Die Krümmung ist überhaupt an und für sich auffällig und es möchte die Frage zu erörtern sein, ob sie nicht die Folge einer Faltung, d. h. des Seitendrucks sein könnte. Abgesehen davon, dass die Eruptivgesteine nach der Art der inneren Verwachsung und richtungslosen Lagerung ihrer elementaren Teilchen sowohl, als auch bei dem Fehlen einer schichtungsartigen Gliederung und Biegungserleichterung im grossen einer regelmässigen Krümmung sehr grosse Widerstände entgegenstellen, können sie auch bei der Art ihrer gänzlich ungesetzmässigen gang-, stock- und lagergangartigen Einschaltung bei einer Faltung der Sedimente unmöglich mit diesen kongruente Bewegungen machen, müssen sich diesen gegenüber viel eher als starre und spröde Massen verhalten, an denen auch, wie die Erfahrung lehrt, die seitlichen Kontraktionsbewegungen geradezu tangential abgleiten und abgelenkt werden; sie müssten sich also entgegengesetzt den Sedimenten des Hermannsberges verhalten, statt sie zu überbieten.

Was das Abgleiten der Bewegungen an den gerundeten Oberflächen von Intrusivgesteinen betrifft, so haben wir oben bei der Besprechung von Taf. II Fig. 6 schon deutliche Beweise gebracht. Interessant ist hierin die Gegend von Wolfstein (am Eisenknopf und neuen Schloss). In dem alten Bruch oberhalb der Strasse nach Einöllen, 68,5 m über dem Tal, ist in den mit 40° nach O. einfallenden Konglomeraten eine mit 50° nach W. einfallende, die schärfsten horizontalen Schubstreifen zeigende Rutschfläche blossgelegt, die keine eigentliche Dislokation bringt; in dem tieferen Konglomerat neben dem Tunnel zeigt sich bei einem Schichteneinfallen von 45° eine starke, senkrecht dazu streichende, mit 55° nach N. einfallende Kluff mit vertikalen Schubstreifen, woselbst ebenfalls die bewegten Schollen innerhalb des im wesentlichen nicht unterbrochenen Schichtenzugs bleiben. — Unter dem neuen Schloss ist neben dem Porphyr mit westlich einfallender Zerklüftung zuerst eine über 1,5 m und unter 3 m mächtige graue Schieferzone in seitlicher Anlagerung aufgeschlossen, auf welcher das Felskonglomerat, mit 60° nach O. einfallend, aufliegt. In letzterem ist eine herrlich geglättete und geschrammte, mit 15° nach NNW. einfallende und in NW.-SO. gestreifte Kluff unter der vorderen Burgmauer zu sehen; etwas weiter (18–20 m) nach dem Kontakt zu eine ältere, ebenfalls flach in WNW. einfallende Kluff mit Streifen in O.-W. zu beobachten, von denen letztere Kluff von in 60 – 70° nach W. einfallenden Klüften durchkreuzt wird, welche aber vertikal gestreift sind; auch hier findet diese Glättung und Schubstreifung innerhalb des Schichtenverbandes statt. Im Burggraben zeigt sich im Porphyr selbst eine mit 55° nach W. einfallende und vertikal gestreifte Kluff; beim Verfolgen des Weges nach der blauen Halde bemerkt man zunächst der Burg

nach Verlauf einer kurzen Strecke, wo die nördlich und seitlich angelagerten Schiefer, wie mir scheint, durch Störungen in eckige Räume des Porphyrs hereingepresst sind, eine nicht über 30 m lange Strecke, wo der Porphyr über einem Sandstein auflagert, wobei ich auch ganz sicher bin, dass das östliche Einfallen dieser zwar dem Kontaktbereich angehörigen Überlagerung nicht ein tektonisches ist, also keine Folge von viel späteren Störungen der Kontaktgrenze genannt werden muss. Unterhalb dieser Stelle ist ebenfalls im unterlagernden Sandstein eine mit 20° nach N. einfallende Kluft mit Streifen, welche nicht etwa der Neigung der sehr gering übergreifenden Porphyrlagerung von S. nach N. entspräche, sondern von NNW. nach SSO. verlaufen, dabei aber auch hier, wie bei den vorher genannten Klüften, einen Winkel mit der Einfallrichtung der Kluft erkennen lassen.

Wenn hier trotz des offenbar gewaltigen Energieverbrauchs zu spiegelnder Glättung und tiefgehender Spiegelstreifung keine grösseren Dislokationen zu bemerken sind, so sind doch die Bewegungen derart gross und verschieden gerichtet, dass bei ihrem zahlreichen Auftreten durch die mannigfaltigsten Verschiebungen, ja sogar Überschiebungen, der Lagerungs-, Verbreitungs-, ja sogar der Mächtigkeitseindruck einzelner Schichtengruppen sehr verändert (vermehrt oder verringert) wird. Ich möchte sogar die so häufig beobachtete steile Stellung an den Scheiden zwischen Eruptivgestein und Sediment nicht nur auf Expansion des ersteren, doch auch auf derartige Bewegungswirkungen zurückführen. Am Aschbacher Stollen ist es nach der Darstellung v. GUMBELS l. c. S. 112 wahrscheinlich, dass einerseits die allmählich steilere Stellung der Sedimente, andererseits der lediglich randlich konglomeratartig zertrümmerte Porphyr einer einheitlichen Druckwirkung an dieser Gebirgsscheidung zuzuschreiben ist (vgl. oben). Die in den festen Konglomeraten zu beobachtenden Verschiebungen finden natürlich auch in den sie begleitenden mürberen Sandsteinen und Schiefen statt und verändern hier zweifellos durch massenhafte kleine Lagerungsstörungen das Normalprofil nicht unerheblich (vgl. Nachtrag über Beziehung der Apophysen zu den Kuppenecken).

An der vorhin erwähnten schön aufgeschlossenen Kontaktstelle unter der Burg fand ich z. B. die grauen Schiefer ganz besonders in einer dem Einfallen der Porphyrgrenze parallelen Zerrüttungszone mit zahlreichen kleinen Druck- und Schubstreifen versehen, während die unmittelbar am Porphyr anliegenden Schiefer in ihrer Lagerung weniger gestört sind und zwar ohne dass sie in ihrem Verband, wie das doch öfters geschieht, durch Kontaktwirkungen besonders zusammen gebunden und verfestigt wären; andererseits hat man auch hier an den ausserordentlich scharfkantigen Begrenzungen der mit Schubflächen umgebenen Fragmente (vgl. S. 144) den erhöhten Eindruck, dass die Schubflächen allenthalben am schon gehärtet-metamorphosierten Schiefertone und Sandgestein entstanden sind; die Kontaktschiefer machen sogar den Eindruck, als ob sie erst in besonderer Weise gefestigt sein mussten, um gerade solche Schubstreifen annehmen zu können (Nachtr.). Die Metamorphose ist aber sicher der Intrusion gefolgt; so halte ich auch diese Bewegungszeugen für Anzeichen von mechanischen Wirkungen lange nach der Intrusion, die hier wegen des höheren Alters der Porphyrkerns mehr als bei den Melaphyren zu erkennen sein müssen. Auch sind zwei verschiedene Schubperioden ganz unzweifelhaft an dieser Schieferbewegung deutlich wieder zu erkennen, die erste, die am metamorphosiert gehärteten Gestein vor sich gegangen ist, und eine zweite, welche diese Schubflächen verwirft; bei beiden Schubflächenarten fand noch keine weitere mineralische Veränderung oder ein Absatz an den Flächen selbst statt; ein Brauneisenabsatz ist erst viel späterer Entstehung und überzieht eine treppenartig durch die erwähnten kleinen Verwerfungserdrückungen abgesetzte Schubfläche mit einer kontinuierlichen Haut. — Wir verweisen hiefür ausdrücklich auf die Feststellungen an den Erzgängen im Innern der Porphyrmassen: 1. Eröffnung der späteren Erzspalten durch Bewegungsvorgänge im Innern und in der Umgebung der erstarrten Porphyrzentren, eine Periode, welche noch der Melaphyrintrusion vorherging, 2. Verwerfungsperiode in den fertigen Gängen, sowie in von irgendwelcher Infiltration freien Klüften mit noch nachfolgender Erzerfüllung, welche an anderer Stelle überhaupt die erste Erzveredelung brachte, 3. nachträgliche seitliche Bewegung an älteren und neuen Klüften.

Alle diese Epochen glaube ich im kleinen an diesen engeren und weiteren Kontaktstellen bei Wolfstein wieder zu erkennen; die nur wenig auffälligere Häufung dieser Vorgänge erinnert in etwas grösserem Massstabe an die oben geschilderten Verhältnisse der reflektierenden Stauung und zerteilenden Ablenkung seitlicher Druckwirkungen an den Seitengrenzen eines diskordant eingeschalteten Eruptivgesteins; im grossen und ganzen handelt es sich hier um gestaute und in ungewöhnlicher Weise tangential abgelenkte Bewegungen in der Umgebung des rundlichen Porphyrkernes, von denen zugleich dieser selbst randlich zwar auch,

aber in geringerem Masstabe ergriffen ist, während an den ersterwähnten Kontaktstellen die von den Bewegungen nicht direkt berührte oder weniger gestörte Zusammenlagerung zu beobachten ist (vgl. Nachtrag zur Tafelerklärung von Taf. II Fig. 10 u. 11).

Wenn nun an der eigenartigen und wegen ihrer dreifachen Wiederholung sicher nicht zufälligen Krümmung der Porphyrlager des Hermannsbergs die Gebirgsfaltung nicht schuld sein kann, da sie eine viel schwächere Krümmung hervorrief, so kann nur noch folgende Erklärung zulässig sein: aus unserer Darstellung der rein tektonischen Entstehung der in Rede stehenden Bergkuppen ist es erklärlich, dass die durch die transversalen Einbiegungen begrenzten Erhöhungen mehr eckig sein müssen, wie dies am Südwestfuss des Potzberges, am Nordostfuss des Königsberges zu sehen ist, ja auch aus dem geradlinigen Streichen des Schichtenzugs am Westhang des Hermannsberges oder auch des Potzberges gefolgert werden muss; auch das Auslaufen der Bistrichsattelung in den Oberen und Unteren Cuseler Schichten bei Welchweiler ist stumpfeckig (Winkel 135°); es können bei solchen Durchkreuzungen durch seitliche Druckäusserungen noch mehr als vier nahezu rechtwinkelige Ecken bei den Kuppen mitentstanden sein, wie mir dies, nach der Westseite des Potzberges zu schliessen, wahrscheinlich ist. — Nun ist ganz natürlich, dass hierbei aussergewöhnliche Spannungen an den Ecken und quer über sie entstehen müssen, wie auch andererseits, dass Druckwirkungen, die auf einer Eckseite sich in einer bestimmten Schichtenlage durch deren physikalischen Eigenschaften zur Auslösung gelangen, in derselben Schicht auf der wieder linear ausgedehnten benachbarten Seite jenseits der Ecke sich äussern und, wenn sie auch hier nicht zu einem starken Erfolg kommen, doch die Zerspaltungswirkungen auf kürzestem Wege über die Winkel der Nachbarecken hinüberleiten. Dabei ist noch zu bedenken, dass Spaltflächen, denen an einer wichtigen Stelle ihres Verlaufes ein bestimmtes Krümmungsmass aufgeprägt wurde, dieses ohne zwingende Ursachen nicht ändern, ja es ist auch möglich, dass Zerspaltungen von grösserer Stärke in der Nachbarschaft ähnlich verlaufende Abzweigungen verursachen, an deren Örtlichkeit selbst die Ursachen ihrer Entstehung nicht mehr so deutlich sind. Alles dieses drängt seitlich zu einer nach innen gerichteten Einkrümmung der Hauptspaltungsflächen, denen die Intrusionen folgen; diese Erklärung setzt aber die Kuppenbildung völlig voraus.

Am Hermannsbergstock selbst stimmt die Haupteinkrümmung mit der Lage der hier hypothetischen nord- und südwestlichen Ecken; bei dem im höheren Niveau am Nordwestende des Berges leider durch eine spätere Störung unterbrochenen Beilsteinzug stimmt auch die Lage mit unserer Annahme; bei der Entstehung des Bruderwaldzuges in noch höherem Schichtenniveau dürfte die Nachbarschaft des Beilsteinzuges offenbar mit bestimmend eingewirkt haben.

Wir haben oben bemerkt, dass das Nordostende der Sedimente des Königsberges eine eckige Umbiegung zeige; das scheint aus der Karte nicht hervorzugehen; es ist indessen neuerdings möglich gewesen infolge einer teilweisen forstlichen Lichtung einer früher schwer durchdringlichen Niederholzwaldung festzustellen, dass der Konglomeratzug von der alten Burg bei Wolfstein und dem nördlich vorgelegenen Wackenbühl ohne jede zu „vermutende“ Verwerfungsunterbrechung so läuft, wie es die nachträglich eingezeichnete Grenzlinie der Liegendfläche andeutet; die dabei nicht getilgte Einzeichnung der Konglomeratpunktierung gehört wohl zum grossen Teil dem Bereich des starken Gehängeschuttes an, was nicht mehr abgegrenzt werden konnte. — Es ist hier erinnert einzufügen, dass die in der Profiltafel zu unserer Karte gezeichneten Darstellungen der wurzellosen Einlagerung des Beilstein- und Bruderwaldzuges, teils auch der Art der An- und Umlagerung der Sedimente um die Porphyrkuppe am Bistrich- und Trutzwäldchen des Hermannsberges, der Anlagerung am Osthang des Königsberges (Ö. vom Kreuzwege) nicht Tatsachen an zugänglichen Stellen

widergeben, sondern, wie dies der Zeichner auch nicht anders beabsichtigte, Auffassungszeichnungen sind. Die Zeichnung der Auflagerungsart der Sedimente an dem Neuen Schloss von Wolfstein könnte räumlich und sachlich leicht falsche Folgerung hervorrufen; die Überlagerung durch die Porphyrapophyse ist hier doch eine untergeordnete Erscheinung; die Kontaktwirkungen sind hauptsächlich an der durch tektonische Wirkungen etwas unregelmässig gestalteten Liegandanlagerung der Sedimente zu beobachten.

Über das Verhältnis der drei verschiedenen Porphyrzüge zu den eingeschlossenen Sedimenten, die das östliche Gegenüber des Potzberges bilden, ist noch folgendes hinzuzufügen: Der Westflügel der Bruderwaldmulde zeigt ein verhältnismässig flaches Schichteinfallen; die Ostseite zeigt an dem Weg bei der Pfarrwiese nach dem Beilsteinzug zu ein Einfallen von 60° , 70° , 85° und in einem ziemlich kurzen Bereich von ca. 10 m auch eine völlig saigere Stellung. Acht wichtigere, östlich vom Beilsteinzug nach dem Hermannsbergzug zu gemessene Schichteinfallen zeigen mit dem Minimum von 18° und dem Maximum von 40° ein durchschnittliches Einfallen von 26° . — Dies erscheint wichtig und es ist das wohl auf die Wirkung der beiden Porphyrzüge vom Bruderwald und Beilstein zurückzuführen, und zwar während der zwischen der prätriadischen und mitteloberrotliegenden Störungszeit und in prätertiärer Zeit festgestellten Perioden seitlicher Kompression unseres Gebirges, welche nicht nur transversale, sondern jedenfalls auch wie die allererste, wenn auch geringere, axiale Zusammenschiebungen verursachten; dies ist nicht in Abrede zu stellen. Die hierbei entstandene Unregelmässigkeit der Lagerung zwischen beiden Zügen auf dem Ostflügel der Bruderwaldmulde sind offenbar darauf zurückzuführen, dass eben diese Züge als starre Kerne dem Schichtenverband heterogen einverleibt sind, an deren Verlauf die Schichtbewegungen ableiten und sich zum Teil nach ihnen einlenkend einrichten müssen (vgl. S. 150—151). Andererseits beweist das weitverbreitete, regelmässiger und flachere Einfallen östlich von Beilstein, dass dieser, wie S. 150 (oben) allgemein ausgeführt wurde, die auf der Westseite vorerwähnten Bewegungen nach Osten zu sich nicht hat fortsetzen lassen, diese also seitlich abgewiesen hat. — Es bleibt nun noch die Intrusion des Kiefernkopfes kurz zu besprechen. Wir haben gesehen, dass die Konglomeratzüge im Liegenden vom Beilsteinzug zu diesem eine bestimmte Lagerungsbeziehung haben, die für ihren Verlauf SO. vom Ende des Beilsteins bestimmend sind; diese Lagerungsformung ist also älter als die Intrusion des Kiefernkopfmelaphyrs, der auch nach den Aufnahmen v. AMMONS und BURCKHARDTS in den Porphyrzug des Hermannsberges mit Apophysen eindringt. Merkwürdig ist, dass diese Massenintrusion im Schichtenkern und im Zentrum des Berges an dem Zug der westlich anlagernden Sedimente gar keine Ausbiegung und dergleichen hervorbringt, vielmehr in seiner Ostbegrenzung ebenso von dem Streichen der Sedimente bestimmt ist, wie er in seiner Nordsüderstreckung durch die Längenausdehnung des Porphyrbogens des Hermannsberges, dessen Kernauffüllung er bildet, beschränkt erscheint; diese offensichtliche Abhängigkeit der Morphologie dieser Melaphyrmasse von jenen älteren Lagerungen und Gestaltungen, ohne dass die Intrusion auf die Gestaltung der Schichtenkuppe wieder rückgewirkt hätte, lässt die Ansicht nicht aufkommen, dass für diese stockartig erscheinende Masse der Raum durch einen explosionsartigen Durchbruch, welcher gar keine Abhängigkeiten kennt, geschaffen worden wäre. Auch dass die Porphyrkompenten des ganzen Berges einschliesslich des Melaphyrkerns erst durch die Sattelfaltenbildung in die jetzige Lage zu einander und zu den Sedimenten der Kuppen gekommen seien, das ist kaum anzudeuten, da, abgesehen von dem uns bekannten Zeitpunkte der Eruption und der Sattelung etc., jede Mög-

lichkeit von ferne abzuweisen ist, dass aus der Zusammendrückung von vier so heterogenen und heteromorphen Gebilden (zwei Porphy-, eine Melaphyrmassen und die sie tragende Sedimentkuppe) eine so regelmässige und verhältnismässig so ungestörte und einheitliche Kuppe entstehen konnte, an deren einer Seite eine kernarme (Potzberg) und an deren anderer Seite eine kernstarke, aber dabei einheitlicher gebaute Kuppe (Königsberg) die gleiche Form und Grösse aufweisen. — Ich glaube daher, dass es sich hier um an die Bewegungen der Porphyrmasse angeschlossene Einbrüche handelt, die vielleicht durch ältere, von der Porphyrintrusion unberührt gebliebene Aufblätterungen unterstützt sind, dass in der durch diese Vorgänge stark gelockerten und ausgeräumten Bergachse erst der Melaphyr aufstieg.

Ähnliches gilt für den Potschberg, der einen gleichartigen Melaphyrkern aufweist, dessen Schichtenmantel man auch für die Ansicht in Anspruch nehmen könnte, dass auch die Melaphyrintrusion peripher hebend gewirkt habe. Die West- und Südseite und ein Teil der Ostseite sind nach den Aufnahmen von v. AMON und BURCKHARDT streichend mit dem besonders am Südwesteck scharfeckig umbogenen Schichtenmantel. Bei kleineren Schichtenkuppen werden aber die Spannungen in den Ecken besonders gross, hauptsächlich wegen der Einwirkung der näher gelegenen übrigen Spannungspunkte; es ist auch nicht unauffällig, dass diese Stelle hier auch eine äussere Ecke der gesamten Königsberg-Hermannsberggruppe bildet. Hier stellt sich daher auch unter einer starken Eckausfüllung der Hauptmasse eine davorgelegene Apophyse ein und eine vielleicht durch die Eckzertrümmerung unterstützte starke Metamorphose der Sedimente ein. SW. von der etwas zugerundeten und nach NO. abbiegenden Stelle der scharfen Ecke stellt sich auch nach den Einzeichnungen und Aufsammlungen C. BURCKHARDTS in dem liegendsten Teil dieser metamorphosierten Sedimente ein Konglomerat ein, das BURCKHARDT jedenfalls auch als oberes Potzbergkonglomerat angesehen hat, das meiner Ansicht nach auch nicht anders zu deuten ist (die Formationszugehörigkeit wurde in der Karte wegen der Metamorphose nicht mit Farbe zum Ausdruck gebracht). Noch charakteristischer ist die diagonal entgegengesetzte Eckregion der ganzen Kuppe; an dieser hat man völlig die Erscheinungen der scharf abkürzenden Überschneidung der Sedimentecke, wie wir sie der Erklärung der Porphyrlager des Hermannsbergmassivs zu Grunde legten, d. h. ein ins Liegende sich ziehendes Zurückweichen der Eruptivgesteinsgrenze von beiden Seiten, wodurch an dieser Stelle die Potzbergschichten als ein von den Vorgängen vor der Intrusion nicht betroffener Rest einer vorher bestehenden eckig-rundlichen Sedimentkuppe zutage liegen.

Wirft man von hier aus einen Blick auf den Königsberg, so tritt ein viereckiger Umriss nicht mehr so sehr zutage; in der Nordostecke ist er deutlich, in der Nordwestecke ist er ebenfalls noch kenntlich, im Südwesten ist er durch die Verbreitung der Potzbergschichten von Osten her (vgl. oben) unter starkem Schutt angedeutet, am Südosteck ist er durch Verwerfungen undeutlich gemacht; dabei ist aber der Umriss der Porphyerverbreitung ein Rhombus, dessen Ecken mehr nach den Mitten der Viereckseiten des Sedimentumrisses gelegen sind.¹⁾ Die längste

¹⁾ Auf dem West-Südwesthang ist der Schutt allerdings sehr stark, doch dürfte kaum ein Zweifel sein, dass der Porphyruntergrund sich weit den Steilrand herabzieht und hier (O. von Kreuzrech) relativ sehr geringe Abschnitte von Potzbergschichten zwischen ihm, den Breitenbacher und den Unteren Cuseler Schichten eingeschaltet sein können (vgl. C. BURCKHARDT, Profiltafel, Profil I.).

Diagonale der Intrusion ist die ostwestliche (unmittelbar südlich von Wolfstein nach Kreuzrech im Talbach); hier drang dabei das Magma — statt, dass es in dieser Richtung der stärkeren Massenausbreitung noch tiefere Schichten mit emporbrachte — in nicht unbeträchtlicher Längenausdehnung in den höheren Schichten empor; diesen Stellen entsprechen am Hermannsbergmassiv bei stärkster Krümmung die östlich und westlich gelegenen stärksten Durchmesser des Beilstein- und Hermannsbergzuges. In der Nordsüdachse des Königsbergs ist die Breite der Intrusion geringer, weshalb grössere Abschnitte noch unberührter tieferer Schichten des Karbons der schon vorher vorhandenen Kuppe als nicht von dem Eruptivgestein ersetzte und besetzte Reste auftauchen; unbestreitbar ist NW. von Wolfstein selbst eine Winkelüberschneidung, die an den anderen Stellen nicht so deutlich zutage treten kann, aber im allgemeinen in den verschiedenen gestellten Viereckumrissen der Intrusivmasse und den noch erkennbaren des Sedimentmantels wohl angedeutet ist; an jener Stelle liegt auch eine Apophyse (S. 224).

Das Vordringen des Magmas nach SO. in die höchsten Karbonschichten hat mich zugleich mit dem im SO. davorliegenden als höhere Parallelapophyse gedeuteten Auftreten am „Rothe Bühl“ in Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken 1903 S. 131 in Analogie mit der geschilderten Morphologie und Genese der Melaphyrlager, zu der Aussage veranlasst, dass „die hauptsächlichste Gangseite am Königsberg nach Wolfstein zu gelegen zu haben scheint“. Nach dem Vorhergehenden müssen wir daran festhalten, aber auch die entgegengesetzte Seite am Kreuzrech als ein weiteres Zentrum des Empordringens auf einer aus dem Schichtstreichen herausspringenden Spalte annehmen. — Wie nun beim Hermannsberg der östliche Porphyryzug mit dem Kiefernkopffzug fast zu einer Einheit verschmolzen ist, desgleichen der Beilstein- mit dem Hermannsbergzug leicht eine Einheit bilden würde, wenn er in angenäherteren Schichtenregionen (etwa im Liegenden des „steinernen Mannes!“) aufgestiegen wäre, so glaube ich, dass die Königsbergmasse gleichfalls aus zwei annähernd östlich und westlich aufgestiegenen, in der Lage der Richtung den queren Einmündungen entsprechenden (vgl. S. 157—158), nach innen gekrümmten und umgebogenen Hohlspalten peripherer Aufblätterung entstanden ist, deren magmatische Verschmelzung um so leichter möglich war, als das Aufsteigen und die Ausbreitung im Liegenden von gleichen geologischen Horizonten der vorgebildeten Kuppe stattgefunden hat.¹⁾

Hieraus erkläre ich mir auch die auffällige Gruppierung der Erzgänge in einer mittleren nordsüdlichen Region des Königsbergs; ich möchte glauben, dass man in einer gewissen Tiefe in dieser Region eher auf Sedimente treffen würde als am Rande, dass deren Tiefenverlauf auch auf die Gangzerstückelung einen Einfluss gehabt haben musste (vgl. unten). Wenn auch nicht in Abrede gestellt werden kann, dass die aus SO. kommende Verwerfung auf den westlichen nach O. einfallenden Hauptgang (Horgang) bezogen werden kann, so schwächte sich doch diese Störung nach dem Königsberg zu ab) und kann keinesfalls als alleinige Ursache der gewaltigen und sehr verschiedenartigen Gangzerklüftungen des Porphyrstocks betrachtet werden, die diesen gleichmässig nordsüdlich durchsetzen und nach ihrem Auftreten im nördlichen Drittel des Berges hier ebenso über die Nordgrenze hinaus als Verwerfungsgruppe sich in den Sedimenten fortsetzen müssten. Hat es doch viel eher den Anschein, als ob die südöstlich in den Königsberg hereinsetzende Verwerfung nordwestlich bei Oberweiler mit einer Absenkung des östlichen Teiles wieder aus ihm (vgl. unten) heraustrete. Ich halte daher die Ansicht für berechtigt, dass (vgl. S. 184) die Eröffnung des Ganges am Königsberg

¹⁾ Es ist hiefür vielleicht auch die Tatsache anzuführen, dass auf der Westhälfte des Berges mit der durchschnittlich viel grösseren Höhe des Berggipfels auch die Festigkeit des Gesteins eine bedeutendere ist, als auf der Ostseite; dies beginnt sogar unmittelbar westlich der Gangregion.

lichkeit von ferne abzuweisen ist, dass aus der Zusammendrückung von vier so heterogenen und heteromorphen Gebilden (zwei Porphy-, eine Melaphyrmassen und die sie tragende Sedimentkuppe) eine so regelmässige und verhältnismässig so ungestörte und einheitliche Kuppe entstehen konnte, an deren einer Seite eine kernarme (Pozberg) und an deren anderer Seite eine kernstarke, aber dabei einheitlicher gebaute Kuppe (Königsberg) die gleiche Form und Grösse aufweisen. — Ich glaube daher, dass es sich hier um an die Bewegungen der Porphyrmass angeschlossenene Einbrüche handelt, die vielleicht durch ältere, von der Porphyrintrusion unberührt gebliebene Aufblätterungen unterstützt sind, dass in der durch diese Vorgänge stark gelockerten und ausgeräumten Bergachse erst der Melaphyr aufstieg.

Ähnliches gilt für den Potschberg, der einen gleichartigen Melaphyrkern aufweist, dessen Schichtenmantel man auch für die Ansicht in Anspruch nehmen könnte, dass auch die Melaphyrintrusion peripher hebend gewirkt habe. Die West- und Südseite und ein Teil der Ostseite sind nach den Aufnahmen von v. AMMON und BURCKHARDT streichend mit dem besonders am Südwesteck scharfeckig umgebogenen Schichtenmantel. Bei kleineren Schichtenkuppen werden aber die Spannungen in den Ecken besonders gross, hauptsächlich wegen der Einwirkung der näher gelegenen übrigen Spannungspunkte; es ist auch nicht unauffällig, dass diese Stelle hier auch eine äussere Ecke der gesamten Königsberg-Hermannsberggruppe bildet. Hier stellt sich daher auch unter einer starken Eckausfüllung der Hauptmasse eine davorgelegene Apophyse ein und eine vielleicht durch die Eckzertrümmerung unterstützte starke Metamorphose der Sedimente ein. SW. von der etwas zugerundeten und nach NO. abbiegenden Stelle der scharfen Ecke stellt sich auch nach den Einzeichnungen und Aufsammlungen C. BURCKHARDTS in dem liegendsten Teil dieser metamorphosierten Sedimente ein Konglomerat ein, das BURCKHARDT jedenfalls auch als oberes Potzbergkonglomerat angesehen hat, das meiner Ansicht nach auch nicht anders zu deuten ist (die Formationszugehörigkeit wurde in der Karte wegen der Metamorphose nicht mit Farbe zum Ausdruck gebracht). Noch charakteristischer ist die diagonal entgegengesetzte Eckregion der ganzen Kuppe; an dieser hat man völlig die Erscheinungen der scharf abkürzenden Überschneidung der Sedimentecke, wie wir sie der Erklärung der Porphyrlager des Hermannsbergmassivs zu Grunde legten, d. h. ein ins Liegende sich ziehendes Zurückweichen der Eruptivgesteinsgrenze von beiden Seiten, wodurch an dieser Stelle die Potzbergschichten als ein von den Vorgängen vor der Intrusion nicht betroffener Rest einer vorher bestehenden eckig-rundlichen Sedimentkuppe zutage liegen.

Wirft man von hier aus einen Blick auf den Königsberg, so tritt ein viereckiger Umriss nicht mehr so sehr zutage; in der Nordostecke ist er deutlich, in der Nordwestecke ist er ebenfalls noch kenntlich, im Südwesten ist er durch die Verbreitung der Potzbergschichten von Osten her (vgl. oben) unter starkem Schutt angedeutet, am Südosteck ist er durch Verwerfungen undeutlich gemacht; dabei ist aber der Umriss der Porphyerverbreitung ein Rhombus, dessen Ecken mehr nach den Mitten der Viereckseiten des Sedimentumrisses gelegen sind.¹⁾ Die längste

¹⁾ Auf dem West-Südwesthang ist der Schutt allerdings sehr stark, doch dürfte kaum ein Zweifel sein, dass der Porphyruntergrund sich weit den Steilrand herabzieht und hier (O. von Kreuzrech) relativ sehr geringe Abschnitte von Potzbergschichten zwischen ihm, den Breitenbacher und den Unteren Cuseler Schichten eingeschaltet sein können (vgl. C. BURCKHARDT, Profiltafel, Profil I.).

Diagonale der Intrusion ist die ostwestliche (unmittelbar südlich von Wolfstein nach Kreuzrech im Talbach); hier drang dabei das Magma — statt, dass es in dieser Richtung der stärkeren Massenausbreitung noch tiefere Schichten mit emporbrachte — in nicht unbeträchtlicher Längenausdehnung in den höheren Schichten empor; diesen Stellen entsprechen am Hermannsbergmassiv bei stärkster Krümmung die östlich und westlich gelegenen stärksten Durchmesser des Beilstein- und Hermannsbergzuges. In der Nordsüdachse des Königsbergs ist die Breite der Intrusion geringer, weshalb grössere Abschnitte noch unberührter tieferer Schichten des Karbons der schon vorher vorhandenen Kuppe als nicht von dem Eruptivgestein ersetzte und besetzte Reste auftauchen; unbestreitbar ist NW. von Wolfstein selbst eine Winkelüberschneidung, die an den anderen Stellen nicht so deutlich zutage treten kann, aber im allgemeinen in den verschieden gestellten Viereckumrissen der Intrusivmasse und den noch erkennbaren des Sedi-mentmantels wohl angedeutet ist; an jener Stelle liegt auch eine Apophyse (S. 224).

Das Vordringen des Magmas nach SO. in die höchsten Karbonschichten hat mich zugleich mit dem im SO. davorliegenden als höhere Parallelapophyse gedeuteten Auftreten am „Rothe Bühl“ in Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken 1903 S. 131 in Analogie mit der geschilderten Morphologie und Genese der Melaphyrlager, zu der Aussage veranlasst, dass „die hauptsächlichste Gangseite am Königsberg nach Wolfstein zu gelegen zu haben scheint“. Nach dem Vorhergehenden müssen wir daran festhalten, aber auch die entgegengesetzte Seite am Kreuzrech als ein weiteres Zentrum des Empordringens auf einer aus dem Schichtstreichen herauspringenden Spalte annehmen. — Wie nun beim Hermannsberg der östliche Porphyrgyzug mit dem Kiefernkopfzug fast zu einer Einheit verschmolzen ist, desgleichen der Beilstein- mit dem Hermannsbergzug leicht eine Einheit bilden würde, wenn er in angenäherteren Schichtenregionen (etwa im Liegenden des „steinernen Mannes!“) aufgestiegen wäre, so glaube ich, dass die Königsbergmasse gleichfalls aus zwei annähernd östlich und westlich aufgestiegenen, in der Lage der Richtung den queren Einmüldungen entsprechenden (vgl. S. 157—158), nach innen gekrümmten und umgebenen Hohlspalten peripherer Aufblätterung entstanden ist, deren magmatische Verschmelzung um so leichter möglich war, als das Aufsteigen und die Ausbreitung im Liegenden von gleichen geologischen Horizonten der vorgebildeten Kuppe stattgefunden hat.¹⁾

Hieraus erkläre ich mir auch die auffällige Gruppierung der Erzgänge in einer mittleren nord-südlichen Region des Königsbergs; ich möchte glauben, dass man in einer gewissen Tiefe in dieser Region eher auf Sedimente treffen würde als am Rande, dass deren Tiefenverlauf auch auf die Gangzerstückelung einen Einfluss gehabt haben musste (vgl. unten). Wenn auch nicht in Abrede gestellt werden kann, dass die aus SO. kommende Verwerfung auf den westlichen nach O. einfallenden Hauptgang (Horngang) bezogen werden kann, so schwächte sich doch diese Störung nach dem Königsberg zu ab und kann keinesfalls als alleinige Ursache der gewaltigen und sehr verschiedenartigen Gangzerklüftungen des Porphyrstocks betrachtet werden, die diesen gleichmässig nordsüdlich durchsetzen und nach ihrem Auftreten im nördlichen Drittel des Berges hier ebenso über die Nordgrenze hinaus als Verwerfungsgruppe sich in den Sedimenten fortsetzen müssten. Hat es doch viel eher den Anschein, als ob die südöstlich in den Königsberg hereinsetzende Verwerfung nordwestlich bei Oberweiler mit einer Absenkung des östlichen Teiles wieder aus ihm (vgl. unten) heraustrete. Ich halte daher die Ansicht für berechtigt, dass (vgl. S. 184) die Eröffnung des Ganges am Königsberg

¹⁾ Es ist hiefür vielleicht auch die Tatsache anzuführen, dass auf der Westhälfte des Berges mit der durchschnittlich viel grösseren Höhe des Berggipfels auch die Festigkeit des Gesteins eine bedeutendere ist, als auf der Ostseite; dies beginnt sogar unmittelbar westlich der Gangregion.

nicht dieser Hauptverwerfungsperiode angehört, sondern nur dem Bereich jener noch älteren Senkungserscheinungen, welche nur die engeren Porphyrgebiete betraf und sie auch den magmatischen Intrusionen der Melaphyre eröffnete (vgl. oben S. 126).

XII. Allgemeines über den vorgetragenen Erklärungsversuch.

Wir sind mit unseren Darstellungen des Auftretens von Porphyrint intrusionen in vorgebildeten Bergkuppen mit einer ursprünglicheren Aufblätterung im grossen und ganzen mit der Ansicht zusammengetroffen, welche E. SUSS im „Antlitz der Erde“ über die Entstehung von Batholithen überhaupt geäussert hat. Ohne uns vorerst in Allgemeinheiten zu verlieren, glaube ich durch Hinweis auf den Gesamtbau des Pfälzer Sattels ein Gebiet dargelegt zu haben, in welchem 1. nach den Verhältnissen der Gesteinsfolge und nach der Geschichte der Tektonik eine solche Aufblätterung in verschiedenen Formen und Stadien entstehen konnte, wo 2. diese Aufblätterung auch bis zu der in nicht zu ferner Zeit erfolgenden Ausfüllung und weiteren Auftreibung durch eingepresste Magmen im grossen und ganzen bestehen bleiben konnte. — Zur Zeit meiner ersten Äusserung hierüber in Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken waren mir die den SUSS'schen Ausführungen in gewissem Masse entgegenstehenden Ansichten, welche BRANCO und FRAAS in: Das vulkanische Ries bei Nördlingen vertraten, wohl bekannt und habe ich diese Abhandlung eingehend in Zeitschrift für pr. Geologie 1902 referiert; ich glaubte jedoch nicht, dass die Lagerungsstörungen im Ries, die „inmitten eines sonst durch Faltungsvorgänge unberührt scheinenden Gebirgs liegen, woselbst nur der Vulkanismus als deren alleiniger unmittelbarer Erzeuger auftritt,“ ein für die allgemeine Laccolithenfrage günstiges Gebiet sein könne, zumal da ja ein Laccolith der Form nach hierselbst nicht beobachtet und nicht durch Tatsachen erwiesen, sondern nur ein geistreich erfasstes, theoretisches Postulat ist.

Wir wollen nur betonen, dass unsere Ausführungen gerade das für den vorliegenden „besonderen“ Fall feststellen wollen, was BRANCO und FRAAS nur im allgemeinen unwahrscheinlich fanden (l. c. S. 22—23). „Es scheint nun aber schwer verständlich, dass durch Gebirgsdruck nicht nur eine grosse Höhle entstanden sein soll, sondern dass, dieselbe mantelförmig umgebend, auch noch eine Anzahl ganz flacher, aber seitlich ausgedehnter Hohlräume gewissermassen in den Schichten aufgeblättert worden sein soll, und dass vor allem diese Hohlräume nicht gleich wieder zusammengestürzt, sondern sich so lange erhalten haben sollen, bis sie ganz von dem wohl nur recht langsam aufgepressten Schmelzfluss erfüllt waren. Kann man sich schon schwer die Entstehung dieser zwiebelschaligen Hohlräume denken, so ist ihre Erhaltung, ihr Nichteinstürzen ebenso schwer begreifbar, wie ihr Zusammensturz etwas Selbstverständliches ist.“

Dem gegenüber glaube ich allgemein hervorheben zu müssen, dass bei seitlichem Gebirgsdruck die verschiedene Krümmungsfähigkeit von sich physikalisch verschieden verhaltenden Schichtenkomplexen selbstverständlich und notwendig zu Hohlraumbildungen führt. Es entstehen über einer wenig biegsameren Schicht entweder Loslösungen mit Fältelungen und Brüchen (vgl. z. B. Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken S. 72 Fig. 16) oder bei genügend widerstandsfähiger Schicht eine Loslösung mit breiter einfacher Sattelaufbiegung, wozu im Gegensatz eine sprödere Unterlage eher bricht als der plastischer aufgebogene Komplex. Durch einen Bruch der Unterlage konnte das Magma in die entstandene Höhlung ein-

dringen. — Weiter ist zu betonen, dass jede Veränderung der Erdkruste als eine nahezu definitive betrachtet werden muss, dass eine Bewegung, die einmal ein Schichtengewölbe geschaffen hat, nicht mehr denselben Weg zurücklegen wird. Auch jeder aufgewölbte Hohlraum hat seinen Bestand, besonders bezüglich der Ursachen seiner Entstehung und kann erst durch hinzutretende neue Vorgänge verändert werden. — Das Schichtgewölbe einer tektonisch sonst noch völlig unberührten Gesteinsmasse — einerlei, ob sie sich flächenhaft von der Unterlage etwas gelöst hat oder nicht — hat gewiss die Fähigkeit, sich für gewisse Zeit selbst zu tragen, ja sogar bei in Hangendes und Liegendes losgelösten Teilgewölben die verstärkte Krümmung des hangenden Gewölbes bis zu einem gewissen Grade frei zu erhalten. Gibt es bis zu gewisser Tiefe auch keine Biegung ohne Bruch, so werden deren radial verlaufende Sprünge nur keilförmige Gewölbesteine lösen, die sich bei fortwährendem Seitendruck oder auch bloss definitivem Verharren der stützenden Seitenpfeiler vorerst nicht senken müssen. Erst grössere Gleichgewichtsänderungen können dann Niederstürze und Einbrüche bringen, deren Nachweis sicher an manchen Stellen möglich ist. Wir können uns daher völlig mit den Einschränkungen der oben erwähnten Äusserung einverstanden erklären, welche BRANCO auch neuerdings in seiner Schrift: Zur Spaltenfrage der Vulkane (Sitzber. d. k. pr. Akad. d. Wiss. z. Berlin 1903 S. 10—11) gegeben hat. Es sind das Zugeständnisse an die Hypothese von der Möglichkeit der tektonischen Entstehung von Aufblätterungshohlräumen und ihrer batholithischen Ausfüllung mit Magmen, welche völlig auf das von uns besprochene Gebiet anwendbar sind, dessen Einzelheiten schon den Grund zu unseren in den Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken geäusserten Anschauungen bildeten.¹⁾

Was die Dauer solcher Hohlräume betrifft, so darf ich auf ein seit 1893 mehr und mehr bekannt gewordenes Vorkommen hinweisen; es sind das die merkwürdigen Sattel- und Muldengänge der australischen Geologen, die uns durch die bestätigenden Ausführungen von SCHMEISSER: Die Goldfelder Australiens, Berlin 1897 und Beck's Beiträge zur Kenntnis von Brockenhill, Zeitschr. f. pr. Geologie 1899 S. 63, näher gerückt sind. Hier sind nach JAQUET und PITTMANN bei der Faltung von Gneisschiefern unter silurischen Schiefen und Sandsteinen infolge seitlichen Drucks an den Sattelköpfen durch Voneinanderlösen der Schichten grosse und langgestreckte Hohlräume entstanden, die sich an den Schenkeln nach der Tiefe zu ausspitzen; diese Räume wurden später von sulfidischen Erzen, Quarz, Feldspat und Granat, wie auch Beck feststellt, gangartig ausgefüllt. Man kennt im Bendigo Distrikt 11 der Faltung nach laufende, parallele Sattelgangreihen, in denen z. B. im New Chum-Gangzug nahe an 20 Sattelgänge übereinander bis zu einer Teufe von 2400 Fuss abgebaut werden; man kennt sie von 8—22 km lang und bis zu einer Tiefe zwischen 609 und 975 m von allerdings bedeutend geringerer Breite von 65 und 130 Fuss aber gelegentlich um die Hälfte grösserer Höhe.²⁾ Die Sattelgänge sind in dach- oder glockenförmigen Räumen abgesetzt, neben denen auch weniger regelmässige und grosse, wannen- oder schüsselförmige Lagergänge in den Synklinalen eine notwendige Begleiterscheinung bilden. Daneben sind auch einseitig verlaufende (vgl. die Potzberggänge), aber streichende, gewöhnlich zum Teil sehr mächtige Spaltengänge mit gleicher Gang-

¹⁾ Nach BRANCO soll auch das Bild, welches BLAKE von gewissen indischen Laccolithen gibt, auf tektonisch präformierte Hohlräume schliessen lassen.

²⁾ Der Brockenhill-Lagersattel hat vier- bis fünffach grössere Höhe als Breite.

füllmasse wie die Sattelgänge vorhanden; auch sind die Sattelgänge ihrer Stärke nach oft etwas einseitig entwickelt, wie auch die Sattelfirste nicht vertikal übereinanderliegen, sondern nach einer bestimmten Richtung hin stets etwas versetzt sind (vgl. oben S. 103).

In diesen Tatsachen hat man meiner Ansicht nach eine Homologie zu den geschilderten Verhältnissen im Königsberg-Potzberg-Gebiet. Der Potzberg wäre nach dem angeführten „Schema“ eine Sattelkuppe ohne Eruptivgesteinserfüllungen, zeigt aber, wie unten dargestellt werden wird, in seinen Erzgängen Analogien mit Eruptivgängen und -lagergängen als Aufblätterungshöhlungen. Der Königsberg wäre ein „Sattelgang“, dessen eruptive Erfüllung durch einen oder zwei aus der Tiefe kommende, streichend umbiegende Gänge bewirkt worden wäre (vgl. unten). Der Hermannsbergzug wäre ein einseitig entwickelter „Sattellagergang“, dem sich der steile Beilstein noch gangartiger von der anderen Seite anschliesst; der Bruderwaldzug wäre eine, den geringeren Muldenaufblätterungen (vgl. S. 148—149 und S. 136) entsprechende, weniger ausgedehnte „Muldenangerfüllung“, natürlich mit selbstständiger Aufstiegskluft oder kaminartigem Zugang; die Bistrich-Hochbuschvorkommen bezeichnen einerseits die durch die Ausbrüche im Osten unseres Gebiets abgelenkte und daher nach Westen zu abnehmende intrusive Tätigkeit, während umgekehrt die älteren tektonischen Wirkungen der Kuppenaufwölbung sich zum Potzberg hin noch gesteigert haben (vgl. Kap. XI S. 148—149, S. 151, 155 und Nachtrag).

Da wahrscheinlich mehrere solche „Zwiebelschalen“-ähnliche Hohlräume übereinander existiert haben, von denen je nach der günstigen Gelegenheit der Zufuhrgangsspalte nur der eine oder der andere mit dem Magma sich erfüllte, so entstanden mit der Zeit innere Nachsenkungen, welche die in den Porphyrgebieten des Pfälzer Sattels öfters bemerkbaren einbruchartigen Senkungen¹⁾ (vgl. Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken S. 133) erklärlicher erscheinen lassen; die Fortpflanzung solcher Senken in höhere Schichten erklärt z. B. die in Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken S. 183 noch mit dem Ausdruck des Rätselhaften erwähnte Tatsache, dass auch die tektonischen Erscheinungen vor Absatz der Waderner Schichten sich an die Nähe von Porphyrkernen halten S. 125—126, dass vor der Melaphyrintrusion in deren Innerem kleine Zerreibungsbewegungen eingetreten seien S. 147, erklärt endlich die in diesen Gebieten stärkeren Transgressionsanzeichen von Söterner und Waderner Schichten über ursprünglich etwas höher gelegene und stärker ausgenagte Schichtenkomplexe von abgesunkenem Unter-Rotliegenden; dann mag hierauf auch bei noch geringer aufwärts gerichteter Zerklüftung die Entstehung grösserer Hohlräume in der Nähe der Porphyrgebiete, welche dann die Melaphyrmagmen erfüllen, zurückgeführt werden. Es mögen hier aber auch noch selbständige Aufblätterungen — die Nähe der früheren grossen Schichtenlösungen verratend — vorliegen, die erst durch neu hinzutretende Zerklüftung zugänglich, von den Melaphyrintrusionen erfüllt und so erhalten wurden. Im übrigen werden sich die nicht ganz erfüllten Hohlräume allmählich geschlossen und der Niederbruch des äussersten Hangenden die Erodierbarkeit an diesen Stellen sehr wesentlich unterstützt haben. Auf die eine oder die andere Weise können die Melaphyrvorkommen am Kiefernkopf und Potschberg entstanden sein; es sind Masseneinschlüsse, die dem Porphyr des Hermannsberges erst nachfolgend, doch keine

¹⁾ Es ist möglich, dass diese Erscheinung mit dem sog. „Nachsacken“ der Vulkane (REYER) in weiterem Zusammenhang stehen kann (vgl. E. STRESS, Antlitz der Erde S. 221).

ihren Massen entsprechende Änderung der regelmässigeren Ummantelung der Porphyarkerne hervorbrachten, daher die Räume, die diese späten Intrusionen einnahmen, mit der ersten Anlage der Bergkuppe (vor der Porphyrintrusion) schon entstanden oder im wesentlichen vorgezeichnet sein mussten (vgl. oben S. 154).

Die Anhäufung und stärkere Mächtigkeit der Melaphyrlagergänge (nicht der Melaphyre auf queren Zerreissungsgängen) in der Nähe der Porphyrmassen (vgl. Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken S. 129, Anm.) zeigt sich nicht nur hier im Innern des Hauptsattels und in seinen Teilkuppen, sondern auch in den anliegenden grösseren Mulden, wo die daselbst in relativ viel geringerer Tiefe durchbrechenden, die Muldenoberfläche leichter erreichenden und somit „effusiv“ werdenden Gesteinsschmelzflüsse in die gleichzeitig dauernden Sedimentärsätze eingeschaltet werden. Grosse Differenzierung und starke Entwicklung der Mächtigkeit der „Grenzlagerdecke“ zeigt sich zwischen der Porphyrkuppe von Nohfelden und der des Königsbergs,¹⁾ desgleichen an der unteren Nahe bei Duchroth-Thalböckelheim und am Donnersberg bis Kirchheimbolanden, worüber an anderer Stelle Genaueres folgt. Ich glaube, dass es sich auch hier in grossem Massstab um die tektonische Vorbildung, die mechanische Zerstückelung der Schichten und die Herstellung grösserer Durchlässigkeit der äusseren Kruste für die Magmen handelt. Jedoch ist auch das in Erwägung zu ziehen, dass im tieferen Innern des Muldenbaus (vgl. oben S. 118—119 und S. 132) die Aufblätterungen (Muldenhöhlungen) in geringer Stärke oder gar nicht auftreten mögen, so dass auch das Magma sich hier nicht in viele kleineren, innerlichen Intrusivmassen zerteilt, dagegen, wo es hier an die Oberfläche tritt, auch in stärkeren, lückenlos ausfallenden und weiter verbreitungsfähigen Effusivmassen auftreten kann.

Die Effusivlager wären nach unserem Vergleich die höchstgelegenen „Muldengänge“, soweit diese Analogie mit ihrer Bezeichnung für diesen Fall erlaubt ist.²⁾ Die Ausbreitung des Magmas über der Erdoberfläche (bzw. unter Wasser) fände daher aus zwei Gründen ungehinderter und in grösserer Mächtigkeit statt, 1. wegen geringerer Abzapfungen des Magmas im tieferen Innern einer muldenförmigen Gebirgslagerung (vgl. oben S. 119), 2. wegen der selbstverständlich viel geringeren Hemmnisse in der seitlichen Ausbreitung und der Mächtigkeitsvermehrung bei dem oberflächlichen Erguss. Hier gehorchen die Magmen in ihrer Ausbreitung nur den Oberflächenunebenheiten, wie dies aus dem Transgressionsgebiet der verschiedenen scharf getrennten und in ihren Ergiessungen sogar zur Tektonik verwendbaren Zonen (vgl. LEPPLAS Erläuterungen zum Blatt Oberstein 1898 S. 33) des Grenzlagere in der oberen Nahetalmulde erkannt werden kann (vgl. Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken S. 119, auch oben S. 124).

Trotzdem sind auch einzelne, völlig lagerartige Intrusivgesteine sehr weithin anhaltend und dabei auch in ihrer Mächtigkeit so bedeutend wie das Grenzlager:

¹⁾ Dieser Verstärkungszone auf der Nordseite des Sattels scheint eine gleiche auf der Südseite zu entsprechen: die Anschwellung des Grenzlagere bei Eulenbiss, wobei allerdings zu bedenken ist, dass diese isolierte Scholle einen stehen gebliebenen Teil einer mehr nach der Mitte des unteren Ober-Rotliegenden Beckens gelegenen Region der Effusivmasse darstellt. Die abgerissene, weniger mächtige Fortsetzung des Grenzlagere bei Pörrbach und Olsbrücken entspricht dagegen vertikal abgesunkenen, ursprünglich mehr randlich gelegenen Partien.

²⁾ Es ist daran zu erinnern, dass AUG. LEPPLAS (vgl. Erläuter. zum Blatt Birkenfeld 1894 S. 17) ein Eruptivgestein beschreibt, welches, der Muldenachse genähert, noch die Gesteine der Grenzlagerdecke stockförmig durchbricht; der Muldenraum selbst ist also hier als der Ort des Durchbruchs erwiesen.

dies kann auch als Wahrscheinlichkeitsgrund dafür angeführt werden, dass der Unterschied in den den beiden Verbreitungsarten sich entgegenstellenden Hindernissen nicht sehr bedeutend sein konnte, dass also auch der Verbreitungsvorgang der Intrusivlager im wesentlichen vorgebildete Wege und zum Teil auch Räume vorgefunden hat.

Für die Vertreter der Ansicht, dass das Magma selbst eine Erhebung starker Schichtmassen verursachen, also die grössten Widerstände überwinden könnte, muss es natürlich von vorneherein annehmbar sein, dass Magmaintrusionen auch da auftreten, wo solche Widerstände fehlen, wo also z. B. durch die tektonischen Vorgänge den Magmen möglichst viel Erleichterung zu ihrer Einschaltung zwischen ältere Sedimente in mehr oder weniger stark vorgebildeten Wegen und Räumen geboten sind. — Das ist offenbar bei unserem Gebiet der Fall; ein solches Gebirge würde freilich aus der Reihe der Beobachtungsgebiete auszuschneiden haben, welche allgemeinere Tatsachen zur Begründung der Hypothese eruptiver Gebirgshebungen zu liefern scheinen.

Ich möchte indessen zum Schlusse noch auf den Aufsatz von L. MILCH (Zentralbl. f. Min. etc. 1904) „Über den möglichen Zusammenhang zwischen der Dichtigkeitsverminderung in der Erdrinde und der Entstehung von Tiefengesteinsmassiven“ aufmerksam machen, welcher im allgemeinen die ältere Entstehung von Falten und Kuppen vor der Intrusion der Magmen zum Gegenstand hat. Es wird hier angeknüpft an jene ziemlich grosse Beträge erreichenden Massendefekte in Faltengebirgen, die man sich als Lockerung des ganzen Baues der Schichtgesteine in der Region höchster Spannung vorstellen kann. Es ist hierbei unbenommen, an eine totale Lockerung im kleinsten — meines Erachtens erst das äusserste und letzte Stadium einer sich faltenden Masse — oder auch an mehr und weniger grosse Lockerung des besonders bei der Faltung noch junger Gesteine einzig vorgebildeten Schichtgefüges nach verschiedener Plastizität der dem Aufbau angehörigen Gesteinslagen, d. h. an die Entstehung von Hohlräumen an Schichtfugen zu denken. Schmelzflüssige Massen können in die sich faltenden Teile der Erdrinde eindringen und bei der Faltung entstehende Hohlräume gewissermassen in statu nascendi erfüllen oder, wie SALOMON betont, ihrerseits noch zur Hebung der Schichten beitragen. Es wird aber auch zugegeben, dass die Intrusion zeitlich nach der Auftürrung des Gebirges eintreten kann, sowie dass bei alten Gebirgen eine Ausgleichung zwischen dem theoretisch geforderten und dem gefundenen Werte der Schwerkraft dadurch eintritt, dass eine Verdichtung der sehr alten Auflockerung durch ein Nachsinken stattfindet.¹⁾ — Diese nachträgliche Zunahme der Dichtigkeit kann man sich besser vorstellen durch die Einbrüche entstandener Hohlräume als durch ein Zusammensitzen kleiner zerrütteter Gebirgsmassen, da solche in der überwiegendsten Mehrzahl der Fälle durch Prozesse der chemischen Destruktion weitere grosse Substanzverluste zu erleiden haben.

Unter allen Umständen setzen aber auch die Erörterungen MILCHS die Emporhebung des Gebirgs voraus, bevor den Intrusionsprozessen die Möglichkeit zuerkannt wird, in die in ihrem Gefüge gelockerten Gesteinsmassen einzudringen.

¹⁾ Im Harz soll auf Grund der Versuche K. A. LOSSENS die Kompensierung durch die auffallend reiche Intrusion mit basischen, spezifisch schweren Eruptivmassen nicht haben eintreten können. Ähnliches müsste für viele Punkte der Rheinpfalz gelten; der Potzberg müsste viel mehr eine kompensierte Masse sein, Hermannsberg, Königsberg nicht; gleichzeitig müssten aber noch zur Feststellung basischer Eruptivgesteinsmassen in der Tiefe auch Beobachtungen über Störungen im Verlauf der Isoclinen hinzugezogen werden, denn jene konnten meiner Ansicht nach die kleineren, vielzerstreuten Spalten- und Schichtlockerungen der Sedimentgesteine am vielfältigsten benützen und eine Kompensierung gehindert haben. Veröffentlichungen über die Intensität des Magnetismus und seine Störungen in der Rheinpfalz stehen ja von bewährtester Hand in Aussicht und versprechen ein Material, das auch der Spezialgeologie grosse Dienste leisten wird (vgl. das unterdessen erschienene Werk: Eine erdmagnetische Vermessung der bayer. Rheinpfalz von Dr. von NEUMAYER. Pollichia 1905 Bad Dürkheim).

XIII. Die Quecksilberbergwerke am Potzberg in tektonischer Beziehung.

v. GÜMBEL hat in Verh. des natw. Ver. für Rheinlande und Westfalen VII. 1850, S. 113 im Anschluss an eine allgemeinere Erörterung über die Entstehung der Quecksilbererze auch die Quecksilberabbau in dem Kohlengebirge der Pfalz nacheinander im einzelnen behandelt; auch die des Potzberges sind S. 113—118 zum Teil wörtlich nach den amtlichen Generalprotokollen besprochen, wobei nur die französisch abgefassten, schon der Schrift nach schwer zu entziffernden vom Jahre 1808 etc., nicht oder wenig berücksichtigt sind.

Es ist nötig, auf die Tatsachen des Bergbaues einzugehen und sie mit den bei der Spezialaufnahme festgestellten Tagverhältnissen in Beziehung zu setzen, was in den vorläufigen Bemerkungen über diese damals noch nicht abgeschlossenen Aufnahmsarbeiten am Potzberg (S. 104 der Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken) nur andeutungsweise geschehen konnte.

Wir beginnen mit der Grube „Davidskrone“, deren Laboratorium ca. 375 m in der Luftlinie vom Potzbergturm neben dem Weg nach Glan-Mühlbach in der oberen Erosionsarena des Lochwiesgrabens gelegen ist; sie ist die höchstgelegene Grube.

In ältester Zeit baute man von Tage aus auf zwei Hauptgängen, einen in 4 Uhr und einen in 7 $\frac{1}{2}$ Uhr mit 78° bzw. nach NW. und nach N. einfallend. Diese Hauptgänge führten aber selbst nur geringe Spuren von Erz und wurden daher vernachlässigt. Die wichtigsten Erzfund wurden auf einem Nebentrum zwischen beiden Gängen im Liegenden des Vieruhrganges gemacht, das in einem Erzschtächten noch ca. 10 m unter einer mittleren Stollensohle verfolgt wurde. Hier brachten aber die starken Wasser den weiteren Abbau zum Erliegen. Von 1806 an wurde von einem tieferen, in lettigem Gebirg zu Bruch gekommenen und wieder aufgemachten Stollen aus versucht, das Erzschtächten wieder zu erreichen; 1807 brachen dabei aus den älteren Arbeiten so starke Wasser ein, dass ein Umbruchsort nötig wurde, bis man 1808 auf den Hauptgang in h 4 traf, auf dem man nun in 2—3 Schuh mächtiger, toniger Gangmasse laborierwürdige Erzspuren fand, während in der 50 m höheren Teufe hier keine Spuren angetroffen wurden. Man fand auch von diesem aus in 6 m von seinem Dach das „Nebentrum“, das aber hier erzfrei war; das Ganggestein ist ein Schiefer, sein Hangendes und Liegendes ziemlich kompakter grauer Sandstein, woraus man folgern kann, dass dieses Nebentrum eine zwischen beiden Gängen in höherer Teufe aufgeblätterte Schichtfuge ist, welche nach oben auch die Erzbildung von den Hauptgängen ableitete und eben dahin konzentrierte.

Das Werk wurde 1827 wieder aufgenommen und zwar suchte man von der Föckelberger Seite aus in etwas höherem Niveau mit einem Stollen den Vieruhrgang zu erbrechen; man durchfuhr hierbei feinkörnige Sandsteine, die mit 4—20 m mächtigen Schiefer-tonmassen wechselten. Bei einer Stollenlänge von ca. 80 m erbrach man einen h 4.2 streichenden und mit 18° nach NW. einfallenden Gang von ca. 0,25 m Mächtigkeit und mit einer Ausfüllungsmasse von grauem Letten, der nach weiterem Vermessen und ergebnislosem Versuchs-Fortschlagen sich als die zweifellose Fortsetzung des Vieruhrganges erwies. Die Gangmasse selbst war zuerst taub, zeigte viele Schwefelkiesknoten und führte nur in seinem Hangenden (Sandsteine) Erzspuren, bei weiterem Verfolgen nach SW. zeigten die erwähnten Schwefelkiesknoten Anflüge von Zinnober; die Erzspuren erwiesen sich zwar nicht als abbauwürdig, lieferten aber doch auch den Beweis, dass man sich auf dem Gang befinde. Das Hangende und Liegende verhielt sich in ganzer Ausdehnung des Versuchs gleich. Ersteres ist ein zum Teil fein-, zum Teil etwas grobkörniger Sandstein, der genau den Querverwerfungen des Ganges¹⁾ folgte, letzteres ist Schiefer-ton. Während nämlich zuerst noch die Gangmasse aus Letten bestand, wie in tieferer Teufe in fast allen Bauen, nahm sie allmählich schiefri-gen Charakter an und unterschied sich zuletzt nicht mehr von dem Liegenden.

Aus diesem geht, wie mir scheint, schon hervor, dass der Davidskroner Vieruhrgang aufwärts sich in einer Schichtkluft an der Grenze zweier verschieden-

¹⁾ Auf diese Tatsache, die beweist, dass die Gangbildung und nachträgliche Erzerfüllung einer älteren Periode angehört, welche durch eine spätere Störungsperiode durchsetzt wurde, möchte ich hier vorläufig schon aufmerksam machen.

artiger Gesteinsmassen verlor, das heisst ein Lagergang wurde, der schliesslich in den Schiefen sich zerteilend auskeilte. Dies wird noch dadurch erwiesen, dass der Gang, der in tieferer Teufe ein Einfallen von 75° hatte, in dieser höheren Teufe sich mit 18° NW. bedeutend flacher legte. Die alten Berichte fügen die bemerkenswerte Tatsache hinzu, dass dies am Potzberge gewöhnlich der Fall sei (wir werden einen speziellen Fall noch weiter unten erwähnen).

Diese Erscheinung ist durch nichts einfacher zu erklären, als durch das Einlenken der erst steiler durchquerenden Gangzerspaltung in die sich kuppenförmig umbiegenden Schichten, wonach diese kuppenförmige Umbiegung aufgerichteter Schichten zeitlich als älter voranzusetzen ist; die nach aussen und oben hin nachlassende Intensität in der queren Zersprengung und der hierbei geringer werdende Druck, womit die Schichten auf ihren Klufflächen fest gepackt aufeinander gepresst sind, verursachen offenbar diese eigenartige Abbiegung vom Steilverlauf.¹⁾

Hier ist die Tatsache hervorzuheben, dass der Gangletten sich nur in einer offenen Kluft gebildet haben kann, die nach der Tiefe zum mindesten 2—3 Schuh (0,62—0,93 m), in höherer Teufe aber nur 0,25—0,03 m breit war.

Was die Beziehung dieser Gänge zu den Beobachtungen über Lagerungen und etwaige Verwerfungen über Tag betrifft, so läuft der Achtuhrgang in den nach Rudweiler zu geradlinigen Lochwiesgraben aus, in dem aber von einer hier die Schichten durchquerenden (vgl. S. 102) Verwerfung nichts zu spüren ist: der Vieruhrgang läuft in die eigentümliche Abbiegung der Konglomeratzone ein, welche vom SW.-Hang des Gipfelplateaus sich nach dem Lochwiesgraben zu zieht, die aber von der Stelle an, wo sie über den Horizontalweg geht, offenbar ein anderes steileres Einfallen annimmt. Wenn daher hier keine deutlichen Verwerfungen auf die Gänge bezogen werden können, so scheint doch die grosse h 7 von W. herziehende Verwerfung auf das Bergbaugesamt zuzustreichen, wie in der Karte auch angenommen ist, dass der erwähnte Konglomeratzug in seinem unteren Ende von dieser Störung scharf abgeschnitten sei: es ist aber nun nicht möglich, dass diese Störung etwa mit dem erzführenden „Nebentrumm“ zusammenhängt, denn das unveränderte Bestehen ihrer bedeutenden Sprunghöhe würde die Erhaltung einer schwachen Schieferlage zwischen zwei kompakten Sandsteinmassen ausschliessen; es ist daher wahrscheinlich, dass diese Störung NO. vor dem gesamten Abbaugesamt der Davidskrone, dieses begrenzend, hinlaufe, dass das Nebentrumm vielleicht einer Aufblätterung im Liegenden dieser Verwerfung entspricht.

Über die Grube „Alter Potzberg“, deren Stollenmundloch sich am Zusammenfluss vom Spelgenbach und Gimbsbach östlich vom Ort Gimbsbach befindet, teilt v. GUMBEL l. c. S. 118 Angaben mit, deren weitere Ergänzung aus den Grubenberichten mir nicht möglich ist. Der Stollen ist nach einer älteren Einzeichnung vom Spelgenbach bis beinahe nach der Neumühle N. Theisbergstegen im Liegenden des Potzberg-Felskonglomerates in seinem Streichen, h. 12¹/₂ auf 1100 m

¹⁾ Es ist folgerichtig, dass in der peripheren mit geringerem Gewicht belasteten Region der Gesteinskruste, in der die Kraft der empordringenden Zersprengung an und für sich nachlässt, die steile Durchbrechung, sofern sie nur der Streichlinie parallel ist, um so leichter in die vorgebildeten Schichtfugen ablenken kann, je geringer der Winkel ist, den die Schichtfugen mit der Vertikalen machen. — Wenn derartige Lockerungen von Schichtfugen und ihre Abzweigung von grösseren Spalten zwar auch in eine den Ausgangszonen der Zerreiissung mehr genähernten Tiefe sehr häufig sein mögen, so werden sie aber auch in den peripheren Regionen als letzte Ausläufer oft auftreten, vorausgesetzt, dass die Schichten nicht mehr horizontal sind.

erlangt worden; er zeigt eine merkwürdige Erzführung. Wie man sich an den Halden noch heute überzeugen kann, ist die feine, sandig-tonige Gangart ein ausnahmsweise noch rötlicher, aber wie bei manchen am Kontakt metamorphosierten Schiefertönen mit unscharf umgrenzten Knötchen durchsetzter Ton, der offenbar eine schwache Umlagerung erfahren hat. Dieser scheint aber nicht die Haupterzführung gezeigt zu haben, sondern die zum Teil offenen Klüfte der Konglomerate, die auf der Schichtung senkrecht verlaufen; sie zeigten sowohl an den Klüftwänden Zinnober, als auch abgerundete Knöllchen davon, „die nicht anders als durch Einschwemmung in die Klüfte gelangen konnten“. v. GÜMBEL verweist hierbei auf die allgemeine Erfahrung am Potzberg, die in den Berichten in der Tat mehrfach angeführt ist, „dass gerade unter der Dammerde ungemein reiche, zum Teil abgerollte Zinnobergrauen sich finden.“ Hiermit ist nach den Berichten die Dammerde am Tagausstreichen der Gänge zu verstehen, wobei noch an dieser Stelle Erosionswirkungen die leichter verschwemmbareren Tonteilchen entführten, die schweren Erzknöllchen relativ anreicherten; sie wandern so innerhalb des engeren Schichtenkomplexes, dem sie angehören, nach unten. Dies wird auch für die in Rede stehende Schicht gelten können, welche jedenfalls über dem liegenden Letten wasserführend war und wobei aus diesen ausgewaschene Erzgrauen in den offenen Klüften sich bewegen konnten.

Eine solche Art des Erzvorkommens ist auch nur durch die weithin auf das Salband und Hangende der Schiefertone beschränkte Verbreitung des Erzes zu begründen, d. h. auf die lagergangartige Verteilung der Erze an der Liegendgrenze des bis 1 m mächtigen Felskonglomerats, das auf der Unterlage in natürlichem Verhältnis eine besonders gravitierende Belastung darstellte. Die Eröffnung dieser Schichtgrenze bedeutet aber eine offenbar sehr alte Lüpfung des Felsgesteins von seiner Unterlage vor Eintritt der starken Querzerklüftung, welche sich vielleicht erst allmählich aus den äusseren Schichtzonen der Sattelpuppe in grössere Tiefe fortgepflanzt haben mag und so die allgemeine Aufblätterung, soweit sie noch bestand, wieder verschwinden machte (vgl. S. 147). Andererseits ist es als selbstverständlich zu betrachten, dass diese Schichtabzweigung der Gebirgszerspaltung — da in nicht zu grosser Tiefe die Potzbergsschichten nach der Steinbach-Petersheimer Quermulde flacher einbiegen müssen — in der Tiefe von einer steileren Transversalspalte ausgehen wird, wie wir dies in grösserer Höhe im Innern der Potzbergkuppe an dem Beispiel der Davidskronen anschaulich machen konnten.

Wir wollen hier noch dem Einwurf begegnen, dass die Klüfte etwa einer ungefähr streichenden Störung entsprechen sollte; hiergegen ist einzuwenden, dass im Liegenden des Felskonglomerats von diesem Zug ungefähr dieselbe Schichtenfolge insbesondere in den tieferen Konglomeratbänken festzulegen ist, wie in den von diesem Zuge abgetrennten und besonders an der Nord- und Südseite des Berges umgebogenen Teilen dieser Schicht, z. B. nördlich von Neunkirchen. Von diesen Bruchteilen des Schichtenzuges führt sowohl jener bei Rudweiler als auch jener vom Kellerhäusl Zinnobererze.¹⁾ Könnten diese Gebiete zwar als verworfene Teile eines Längszuges aufgefasst werden, so gilt dies aber nicht von dem Felskonglomeratzug von Neunkirchen und seinem Liegenden. — Wir stellen damit nicht jede Bewegung an der Liegendfläche des Konglomerats in Abrede, jedenfalls aber jede grössere, mit der eine Diskordanz der aneinander bewegten Teile verbunden wäre.

¹⁾ Die geognostische Sammlung besitzt vom Felskonglomerat am Kellerhäusl grosse, sowohl glatt auseinandergesprenkte, als auch an ihren Drucksutur-Verwachsungsflächen gelöste Quarzgerölle, deren glatte (bzw. mit Eindrücken versehene) Ablösungsflächen mit Zinnober bedeckt und ausgefüllt sind.

Der Dreikönigszug baute auf einem Gang in h 8 mit 65—70° Einfallen nach NO., der vor d. J. 1800 von Tage an bis ca. 75 m Teufe die reinsten Erze führte.

Bei solcher Teufe handelte es sich natürlich nicht um die oben besprochene Erzveredelung als Reliktenanreicherung durch Schlämmung von Tag her. — Der Gang wurde darauf in allmählich immer grösserer Teufe von N., dem Mühlbach und seinem Berghang aus und zunächst von NO. dem Hutschbach aus zu erbrechen gesucht, obwohl die Erze unter der Sohle des Hutschbachstollens nicht mehr jenen Gehalt hatten, wie über ihr; eine noch tiefere Sohle war die des gleichfalls im Hutschbach unten angesetzten Dreikronenzuger Stollens der östlich benachbarten Gewerkschaft Freie Wille und Dreikronenzug; beide Hauptstollen waren durch ein 46 m messendes Gesenk an der Grenze der beiden Gewerkschaften (im 92ten m des Hutschbachstollens) miteinander verbunden; von dieser Dreikronenzuger Sohle aus wurde auch der Dreikönigszuger Gang angehauen und die Feldörter nach W. zu aufgefahren, während die Arbeiten nach Osten zu auf dem gleichen Gang dem Dreikronenzug — Freie Wille angehörten. Im Norden war von oben nach unten in Betrieb: der obere Stollen, der 36 m tiefere Johannisstollen, der Erbstollen 22 m tiefer als die Dreikronenzuger Stollensohle und mit diesem durchschlägig und in den letzten zehn Jahren der neue Grundstollen, der von den obersten Häusern in Glan-Mühlbach aus geschlagen wurde. Die „Tagrösche“ fast am Ausgehenden des Ganges an der Föckelberger Strasse lag auf der Nordostgrenze des Gebiets gegen die „Freie Wille“-Grenze (Hutschbachseite).

In der geologischen Karte fällt sofort der Parallelismus des Ganges mit der ohne jede vorherige Kenntnisnahme des genaueren Gangverlaufes von mir festgestellten Verwerfungslinie am Dreikönigszug-Kellerhäuskopf auf. Bei dem Einfallen des nach einer oberen Sohle eingezeichneten Ganges könnte diese Verwerfungslinie sehr wohl in den Gang einmünden, wenn es auch ohne weiteres nicht ausgeschlossen ist, dass der Gang einer der Verwerfung nahen Parallelklüfte entsprechen könnte; die Aufschlüsse über das Hangende und Liegende des Ganges im Bergbau lassen es nun klar erkennen, dass man es hier in der Tat mit einer Querverwerfung zu tun hat und nicht etwa (wie bei dem Vieruhrgang der Grube Davidskrone in höherer Teufe) mit einem Lagergang oder einer einfachen Querkluft; in ersterem Falle müssten hierbei Hangendes und Liegendes in ganzer Flächenerstreckung des Ganges gleich bleiben, in letztem Falle müsste das jeweilig zueinander gehörige Hangende und Liegende derselben Schicht angehören; dieser Fall könnte hier einzig vorliegen, da schon v. GUMBEL l. c. nach den Bergbauberichten anführt, dass der Gang die Schichten durchquert; es ist aber nicht festgelegt worden, ob er eine Durchquerung ohne jede Verschiebung darstellt. Wir bringen dies nach den wichtigsten Amtsprotokollen zwischen den Jahren 1805 und 1809, in denen fast die ganze Werksanlage erfolgte, und erwähnen zugleich beiläufig die Stärke und Beschaffenheit des Ganges, sowie kurz die Lage des Erzauftrittens.

Wir erinnern zuerst an einige Angaben über das Verhalten des Ganges im Ausstreichen: v. BEROLDINGER führt darüber an,¹⁾ dass der Gang als weissgrauer Ton in einer Tagerösche etwa 3 Fuss unter der weggeräumten Dammerde ganz flachliegend gefunden wurde und dass er sich im Verfolg weniger Lächer „gestürzt“ habe, wobei wir zunächst an die beim Vieruhrgang der „Davidskrone“ gemachten Erscheinungen zurückverweisen.

Die Aufschlüsse im Bergbau sind am übersichtlichsten auf der Hutschbachseite, weil dort der Abbau mit den geringsten Schwierigkeiten zu kämpfen hatte; wir bringen sie, von oben nach unten: die Tagerösche, fast auf dem Höchsten des Ganggebirges an der Strasse nach Föckelberg mit einem Stollen von 40 m mit 18 m Teufe bis an den Gang angelegt, zeigt in dieser Teufe den Gang 0,30 m mächtig, besonders im Liegenden zeigte sich ein Erzmittel in grauem, zartem Sandgebirg; nach Osten zu verminderte sich die Gangmächtigkeit bis ca. 100 m um die Hälfte (15 cm); nach der Tiefe zeigte sie sich aber in viel geringerer östlicher Erlängung 0,60 cm stark, wo sie aber in nur unsicher bestimmter Lage auf 10—12 cm sinkt, daselbst auch Erzspuren zeigt;

¹⁾ „Bemerkungen auf einer Reise durch die pfälzischen und zweibrückischen Quecksilberbergwerke“, Berlin 1788. S. 104.

hier fehlen weitere Angaben über das Schichtgestein. Es zeigt sich also hier eine Zunahme der Gangesdicke in oberer Teufe, eine Abnahme in grösserer Teufe und zugleich nach Osten zu, im ganzen also eine ungleichmässige Ausweitung des Ganglumens. Auf der nächst tieferen Hutschbachstollensohle zeigten sich die Erze zuerst in grauem, festem Sandstein im Liegenden des Ganges, der weiter nach Westen vom Grenzgesenk 20—22,5 cm stark ist.

Im oberen Bauort, 18 m unter der Hutschbacher Stollensohle beim Grenzgesenk, wurde in einem Querschlag ins Liegende zur Durchkreuzung zweier in höherer Sohle beobachteter Erztrümmer beinahe 30 m in dem gleichen grobkörnigen Sandstein aufgefahren, der also offenbar hier quer auf den Gang aufstösst. Weiter nach Westen zeigte sich über nicht näher gekennzeichnetem Sandgebirg der Gang mit 7,5 cm; 240 m vom Grenzgesenk werden Erze in festem Sandstein im Liegenden des Ganges angegeben; zu erwähnen ist hier die Vertikalerstreckung von Erzzügeln nach der Hutschbacher Sohle.

Im tieferen Bauort werden beim Grenzgesenk im Liegenden in Sandstein eingesprengte Erze, ca. 80 m davon nach Westen raue Sandsteine im Hangenden und Liegenden des 0,15 m mächtigen Ganges angeführt, 112 m nach Westen dagegen weicher Sandstein im Hangenden und Schiefer im Liegenden; dagegen 10 m weiter nach Westen im Hangenden Schiefer und Sandstein im Liegenden (beide mit Erzen); um weitere 18,50 m nach Westen wird der Gang mit 0,15 m Mächtigkeit erwähnt. Hier wurde auch das parallele Nebentrumm im Liegenden des Ganges abgebaut.

An der Dreikronenzuger Stollensohle zeigte sich der Gang (Letten ohne Erze) zuerst 25—30 cm, weiter nach Westen wieder 30—45 cm stark; er hat im Hangenden und Liegenden nicht näher charakterisierte erzführende Sandsteine. Ganz nahe am Grenzgesenk, wo sich das Nebentrumm mit dem Gang vereinigt, ist letzteres 15—20 cm stark, sein Dach besteht aus Schiefertönen, sein Liegendes aus Sandsteinschiefern; am westlichen Ende dieser Abbausohle am Durchschlag mit dem Erbstollen von Mühlbach, der zuerst durch raue Sandsteine, zuletzt durch Schiefer geht, ist der Gang an letzteren 15—17,5 cm stark, hat also abgenommen.

Auf der Mühlbacher Seite liegen über die Schichtgesteine im Hangenden und Liegenden des Ganges wenig verwertbare Nachrichten vor; es wird die Mächtigkeit des Ganges selbst im Johannesstollen auf 12,5—15 cm angegeben; dies ist eine viel höhere Teufe als die letzterwähnte des Erbstollens nur wenig weiter nach Westen. In dem den Gang in grösster Teufe und am westlichsten Punkte anschlagenden Stollen, dem Glan-Mühlbacher Grundstollen, hörten die Erze ganz auf und der Gang keilte aus; mit diesem Auskeilen ist natürlich lediglich das Aufhören einer mit stärkerer erzführender Lettenmasse erfüllten Gangkluft, nicht etwa die Gesteinskluft selbst zu verstehen.

Die angeführten Tatsachen zeigen also zur Genüge, dass das Hangende und Liegende des mit einem nordöstlichen Einfallen die Schichten (nach GÜMBEL) durchquerenden Dreikönigszuger Hauptganges fast stets derart verschieden ist, dass sich die Annahme einer verwerfungslosen Durchquerung verbietet, dass also auch hierdurch die oben angedeutete Auffassung, der Dreikönigszuger Gang sei identisch mit der gleichlaufenden, über Tag beobachteten Verwerfung, fest gestützt ist.

Wenn hierüber noch irgend ein Zweifel herrschen könnte, so würde er dadurch gehoben, dass, wie auch v. GÜMBEL l. c. S. 115 angibt, etwa 100 Lachter im Hangenden des Hauptganges ein hauptsächlich Schwerspat führendes Trumm durchsetzt; diese Entfernung stimmt genau mit der Distanz der nächst nördlichen Parallelverwerfung (8 mm auf der Karte 1:25 000), wie auch diese Tatsache der geol. Aufnahme erst nachträglich mit den Bergbauaufschlüssen in Beziehung gesetzt werden konnte.

Demnach ist es berechtigt, auch das Nebentrumm im Liegenden des Ganges, das, wie angeführt, sich mit diesem vereinigt, als eine Verschiebungskluft anzusehen.

Ein interessantes Handstück aus dem Liegenden des Hauptgangs von feinkörnigem Potzbergsandstein aus der Sammlung des geognostischen Bureaus zeigt ein 3 mm starkes, nicht dicht geschlossenes Zinnobergächchen mit einer Neigung

gegen die durch den Glimmer angedeuteten Lagerung von etwa 80° , dessen Wände starke Rutschstreifen besitzen, welche eben der Zinnober unregelmässig luckig auskleidet. Da die Rutschstreifen horizontal sind, der Hauptgang aber wie der schöne Aufschluss in der Fortsetzung der Verwerfung bei Altenglan durch massenhafte Vertikalrutschstreifen (ohne jede Spur von schwach liegenden Streifen!) sich als eine vertikale Verschiebung kundgibt (vgl. S. 103), so können Nebenkluftchen der obigen Art wohl als Folge eines ursprünglich wirkenden Seitendrucks¹⁾ betrachtet werden, welcher besonders in einem Zeitraum des Seitendrucks vor der prätriadischen Störungsperiode auf den älteren Transversalklüften viele kleinere Verschiebungen verursachte, dessen seitliche Druckwirkungen sich aber in unverhältnismässig stark ausgebildeten, horizontalen Rutschstreifen äusserten.²⁾

Dies beweist die starken Verschiebungen in der Umgegend des Hauptgangs, ebenso wie es beweist, dass die kleinen Klüfte sich später geöffnet haben müssen. Was nun für die kleinen Klüfte gilt, das gilt natürlich auch für die Hauptgangkluft, nach deren Neigung es ganz undenkbar ist, dass das hangende Trumm, unter gewaltigem Schichtendruck stehend, sich nicht auf dem Liegenden als Verschiebungslager in engster Flächenberührung bewegt habe.

Nun sind aber, wie ausgeführt, diese beiden Verschiebungsflächen im Gang durch eine Kluftweite von 5–60 cm auf ausserordentliche Flächenerstreckung hin voneinander entfernt und es ist dieser Raum durch einen ganz zarten Letten erfüllt, dessen Zusammendrückbarkeit annehmen lässt, dass die lichte Weite der Kluft ursprünglich noch grösser war und allmählich (unter der in späterer Zeit vermehrten Zerklüftung und daher verstärkter Teilauflastung der hangenden Einzeltrümmer) sich verringert hat.

Die alte Hauptverschiebungsfläche, welche an den Rutsch- und Quetschflächen im Liegenden schuld ist, muss sich also später bedeutend gelüftet haben, worauf sie sich erst mit den Gangletten ausfüllte; diese Eröffnung gilt für die grossen, wie für die kleinen Klüfte, die sich später nur dadurch mit den Zinnobererzen erfüllen konnten; trotzdem jede Zersprengung auf eine Entfernung der zu seiten der Zersprengungsklüfte liegenden Teilchen abzielt, ist eine bleibende Eröffnung solcher Klüfte unter der Last einer Verwerfungsbewegung auf schiefer Ebene, besonders im Liegenden des Quecksilberganges, wo die stärkste Veredelung durch die vor der Erzimprägnation zahlreich geöffneten Klüftchen stattfand, ganz undenkbar.³⁾ Da man weiterhin bei Sandsteinen nicht an eine durch Lösung erfolgende Klufterweiterung (Erhaltung der Schubstreifen!) denken kann, so kann die in Rede stehende Erscheinung nur auf eine tektonische Ursache zurückgeführt werden.

¹⁾ Man kennt zwar (vgl. A. LEPPLA, Jahrb. d. K. pr. geol. Landes-A. und Bergak. XIII 1892) auch in der Nachbarschaft grösserer Vertikalabsenkungen und schwach geneigter Schichtensysteme Rutschflächen mit flachliegenden Rutschstreifen, welche als Ausweichungs- und Ausgleichungsbewegungen an den oft ausgebauchten Nachbarklüften zu betrachten sind.

²⁾ Die Zinnoberausscheidung hätte daher diese Periode noch überdauert.

³⁾ Ich schliesse hier eine gute Beobachtung aus dem Bereich der Potzbergkonglomerate an (vgl. v. BEROLDINGER l. c. S. 62): „Diese an sich so harte, eine vollkommene Politur annehmende Masse, ist nicht nur an verschiedenen Stellen ziemlich regelmässig voneinander geborsten, sondern selbst einige bohnergrosse solcher weissen Kieserlinge sind in dem harten Zement mitten entzwei geborsten und diese Risse wieder durch derben, meist kristallinischen Zinnober zusammengekittet, so dass sich die eine Hälfte eines solchen entzwei gespaltenen Kiesels in dem Hangenden, die andere im Liegenden des Zinnobertrumms befindet.“ Es ist hier die Rede von dem reichen Davidszug, wo (vgl. oben) eine Zersprengung ohne Ebenverschiebung der Teile statthatte!

Hierzu seien noch einige Tatsachen hervorgehoben, welche v. GÜMBEL schon gerade beim Dreikönigszug S. 116 anführt: „Eine Veredelung des Hangenden durch Deckelklüfte, die ziemlich regelmässig St. 3 und 4 streichen, findet sich öfters, die Veredelung des Liegenden (vgl. obiges Beispiel) auf Klüften in St. 10 vom Gang wegstreichend, die sich immer mehr nach Stunde 12 wenden¹⁾ und dann endlich winkelkreuzweise zum Gang sich stellen und erzleer werden.“ Die erwähnten Klüfte im Hangenden (in Stunde 3 und 4) sind offenbar bei der Absenkung des hangenden Gebirgstrumms in diesem gelüpfte Schichtfugen, da die Schichten hier in diesen Stunden streichen; die Klüfte im Liegenden sind dagegen transversale Klüfte, die sich in Stunde 9—13 hätten alle schliessen, während die senkrecht zur Gangebene stehenden erzleeren (engeren?), sich eher unter dem Druck des Hangenden hätten seitlich erweitern müssen, statt dass das Umgekehrte schliesslich der Fall ist.

Zum Schlusse sei noch der möglichsten Vollständigkeit halber auf eine weitere Meinung verwiesen; v. GÜMBEL spricht S. 116 l. c. die Ansicht aus, dass „das tonige Bindemittel des Flötzgebirges specksteinartig geworden sei, und so vielleicht Raum für die oft ziemlich ausgedehnte Erzbildung geschaffen hat“. Trotzdem diese Worte im engen Zusammenhang mit den oben erwähnten Klüften und ihrer Erzveredelung gesprochen sind, glaube ich, dass sie sich mehr auf die häufig im Sandstein zu beobachtende feine Verteilung von Zinnobersparten zwischen den Sandkörnern beziehen; sie könnten aber auch auf eine mögliche Erweiterung und Öffnung der Klüfthen und Klüfte angewendet werden und es ist daher diese Vermutung, die eher an anderen Stellen des Pfälzer Quecksilbergebirges als in dem nach v. GÜMBEL lediglich unveränderten Kohlengebirge des Potzberges zu gelten hätte, ausführlicher zu berücksichtigen. Gegen diese Ansicht sprechen folgende Tatsachen: 1. Die mächtigen Konglomeratsandsteine zeigen ein sehr verschwindendes toniges Bindemittel; trotzdem sind ihre Quarzgerölle scharf zerspalten (vgl. oben) oder, wie dies ein Beweisstück der geognostischen Sammlung darlegt, an ihren sonst meist sehr festen drucksaturartigen Verwachsungseindrücken voneinander losgelöst und die Lücke mit Erz erfüllt. Auch sind die meisten Sandsteine mit Erz so grobkörnig und relativ so tonarm, dass eine Verringerung des Bindemittels kaum eine Volumverringerng hervorbringen könnte, ja unter Zuführung von Kieselsäure ein Wachstum der Quarze in entstehende Lücken viel näher liegt. 2. Eine Umwandlung des tonigen Bindemittels könnte nur neben einer Zuführung von Kieselsäure, die bei fast allen Quecksilberimprägnationen auftritt, zu denken sein; ehe aber diese feine Umwandlung in dem Sandsteininnern vor sich ginge, müsste sich aber in gewissem Massstabe auch an den Schiefertönen zeigen, die so häufig in tonsteinartige oder porzellanjaspisartige Massen sich umwandeln, ohne dabei sichere Volumverringerngen zu erweisen. 3. Ist in der Tat makroskopisch an vorliegenden Handstücken der Sandsteine des Königszuges nicht das geringste Anzeichen besagter Umwandlung zu erkennen; sollten mikroskopisch davon Spuren nachzuweisen sein, dann ständen sie aber in gar keinem bzw. einem sehr unregelmässig wechselnden Verhältnis zur Eröffnung der Spaltklüfte, 4. müsste diese Ursache einer Eröffnung von Spalten z. B. auch in der Eröffnung der mit Amalgamrinden bekleideten Spiegel der sog. Tonsteine vom Stahlberg etc. zu beobachten sein; die spiegelglatt in hartem Zustande polierten Flächen dieser Gesteinsarten haben aber nicht die geringste Veränderung erfahren; 5. müsste, was für die kleinen Spalten gilt, auch für die Eröffnung der grösseren und grössten voraussetzen sein; 6. endlich setzt eine solche Umwandlung schon eine reichliche Möglichkeit der Zufuhr von metamorphosierenden Ursachen nicht nur an Spalten voraus, sondern auch eine solche Lockerung des inneren Korngefüges der Gesteine, dass eine einheitlich kontrahierende Wirkung derartiger Metamorphose auf Spälthen nicht gut angenommen, am wenigsten nicht zu einer allgemeinen Ursache der gleichmässigen Eröffnung grosser einheitlicher Spalten erhoben werden kann.

Es bleibt daher für diese auffällige Erscheinung nichts übrig, als eine nachträgliche Bewegung des Gebirges im Sinne einer Erweiterung der Klüfte anzunehmen; in diesen Klüften haben von oben her bewegende, langsam an den Wänden niederfliessende Wasser, vielleicht heisse Wasserdampfniederschläge, die

¹⁾ Klüfte in dieser Stunde brachten aus dem Liegenden beim Durchschlag des tiefen Grundstollens viel Wasser.

feinsten ausgeschlammten Tonteilchen abgesetzt, so dass trotz der Verwerfungskluft und der nachweisbaren Bewegungen an ihr die Gangmasse nirgends den Charakter einer körnigen Zerreibungsmasse annimmt; die in den Berichten als feiner Ton gekennzeichnete Gangart ist durch Beweisstücke in der Sammlung des geognostischen Bureaus im Sinne der gegebenen Kennzeichnung belegt.

In der Fortsetzung des Hauptganges nach dem Remigiusberg (S. 103) neben der neuen Bahnüberführung nach Mühlbach zeigt sich ein zerrüttetes Trumm des hangenden Gebirges, das bei der Abwärtsbewegung sich von diesem gelöst hat und geschleppt wurde. Die Gangart ist im Hangenden des Schlepptrumms grauer Letten (0,08—0,15 m), im Liegenden tief dunkelroter Letten (0,03 m). Diese Färbung ist von einer sehr unregelmässig verteilten Entfärbung der liegenden Potzbergsandsteine begleitet. Hier erweisen sich Gangletten und seine Färbung deutlich in Zusammenhang mit der unmittelbaren Umgebung der Störungskluft.

Das Grubenfeld Dreikronenzug haute auf einer östlichen Fortsetzung des Dreikönigszuger Achturganges und zwar hauptsächlich auf der tiefen Hutschbacher Stollensohle vom Dreikönigszug nach Osten. Eine Nachricht nach einem 15jährigen Betrieb nach Osten bezeichnet den Gang 5,0—7,5 cm stark, mit Erzspreisen im hangenden, grobkörnigen Sandstein; das Liegende besteht aus zarten Sand- und Tonschiefern. Ungefähr 36 m weiter nach Osten hat der Gang noch ähnliche Mächtigkeit, sein Hangendes besteht aber umgekehrt aus zartem, sein Liegendes aus grobem Sandstein, worin die Erze sich finden; in weiterer Erstreckung nach Osten wich der Gang aus seiner Stunde.

Aus dem Verhalten der Schichten im Hangenden und Liegenden des Ganges ist es daher erlaubt, ähnliche Schlüsse zu ziehen wie bei dem Dreikönigszug: es liegt zu beiden Seiten der Gangkluft kein Korrespondieren der Schichten vor, die Kluft ist eine Verwerfungsspalte, die sich später geöffnet hat, die Gangmasse erscheint als ein feines, toniges Schlammprodukt und nimmt nirgends den Charakter einer einfachen Zerreibungsmasse an. — Noch eine Tatsache dürfte von Wichtigkeit sein, aus den Akten anzuführen; man hoffte nach aussichtslosem Bau auf der tiefsten Sohle auf bessere Erze in höherer Teufe und machte daher 1808—1809 näher am Dreikönigszuger Feld und nicht ferne vom Ausstreichen einen alten, höheren Stollen auf, an dem man bei der Annahme gleichbleibenden Einfallens schon in 12—16 m den Gang zu erreichen berechnete; man ging mit diesem senkrecht auf das Generalstreichen gerichteten Stollen schon von Anfang an in einem festen, sehr dickbankigen, grobflötigen Sandstein, der aber beinahe 70 m weit anhielt, ohne dass man eine Spur des Ganges antraf; aus allem geht hervor, dass man hier, wenn man auch zweifellos noch in einer Region diesseits (N.) vom Ausstreichen des Ganges war, doch in einer Schichtmasse blieb, welche bei gleichem Streichen wie die südlich vom Dreikronenzug befindlichen Schachtgebiete sehr flach gelagert war oder vielmehr sehr bald in diese flache Lagerung scharf einbog. Die Lagerungsänderung hat sich daher in dieser höheren Region der Gangzersprengung flach abgelenkt, so dass die Fortsetzung des Ganges wohl im Liegenden des Sandsteinkomplexes zu suchen gewesen wäre, ähnlich wie bei dem Konglomeratfelszug: Alte Potzberg(-Grube)-Heidenkopf-Alte Burg.

Wir erinnern hierbei an die Feststellungen der Verhältnisse der höheren Teufe in den Gruben Davidskrone und Dreikönigszug, sowie an die in den Akten über erstere von dem langjährigen Betriebsleiter des Dreikönigszugs gemachten Bemerkungen über das in den höheren Teufen am Potzberg gewöhnlich zu beobachtende Flacherlegen der Gänge, wozu wir aus dem weiter östlich gelegenen Abbaugbiet der Elisabethgrube noch eine Tatsache anführen können.

Wenn nun auf der Höhe des Potzberges die Abbiegung des Ganges in ein so flach geneigtes Einfallen selbstverständlich erscheinen kann, so ist doch an dieser Stelle ein solches als eine grosse Unregelmässigkeit im Bau des Gebirges (eine flexurartige Schichtenbiegung, vgl. S. 123, 3) zu erachten.

Die Elisabethgrube ist in vieler Beziehung die merkwürdigste am Potzberg; sie ist die einzige, deren Schichtgesteine in deutlicherem Masse metamorphosiert sind, obwohl die wichtigeren der die Quecksilbervorkommen vom Moschellandsberg,

Stahlberg, von Mörsfeld und Orbis begleitenden Gesteinsbildungen hier fehlen oder in recht geringem Masse entwickelt sind.

Wir erwähnen zuerst die Bemühungen, zwischen 1804 und 1809 die Fortsetzung des Dreikönigszuger Achtuhrganges im Elisabether Feld unter der Voraussetzung aufzusuchen, dass dieser Gang bis hierher mit gleichem Streichen und Einfallen herübersetze und eben Ursache der Veredelung der Tagflötze sei, aus denen die Alten ihre reichen Erze gewonnen hatten.

Man traf dabei zwar auch einen gleich streichenden und fallenden Gang, dessen Füllmasse dem Lettengang des Dreikönigszugs gleich sah, aber ohne Erzspuren war. Der Stollen durchfuhr quer zuerst ein „eisenschüssiges, festes, erhärtetes Tongebirg“, in dem in einer Länge von 34 m schon zwei Gängchen in dem Streichen und Einfallen des Achtuhrganges mit einem eisenschüssigen Letten überfahren wurden; bis 105 m und etwas darüber hinaus wird ein bräunliches, eisenschüssiges, festes Sandgebirge erwähnt, das gegen 150 und 170 m immer zarter wurde. Das Hangende jenes Ganges besteht aus Schiefer, das Liegende aus einem festen Sandstein. Da der Gang der Berechnung nach noch nicht hier, sondern ca. 14 m weiter auftreten sollte, durchhörte man das nunmehr grobflötzig werdende Sandsteingebirge noch 6 m über den berechneten Punkt hinaus, ohne einen weiteren Gang zu treffen und hielt daher den ersterwähnten Gang für den Dreikönigszuger. Nachdem man nun diesen Gang nach Osten um ca. 25 m aufgefahren hatte, wurde er durch eine Kluff abgeschnitten, jenseits welcher man in Schiefeln stand; nach Westen zu legte sich der vermeintliche Achtuhrgang schon nach 12—13 m ganz schwebend, wodurch der damalige Bergverwalter und die zur Vermessung und Beurteilung herbeigezogenen amtlichen Stellen zu der Überzeugung kamen, dass der Achtuhrgang hier nicht mehr fortsetzen könne. Wenn nun zwar v. GÜMBEL meint: „Gleichwohl dürfte der gefundene Gang jenem entsprechen,“ so können wir dem vom Standpunkte der Detailaufnahme nicht zustimmen; die Kartierung zeigt, dass in den Zwischenraum zwischen dem Dreikönigszug und der Elisabethengrube von Nordwesten her ein Störungsgebiet mit Hebungen, von Süden und Südwesten her ein solches mit Senkungen ausläuft. Darnach ist eine solche Annahme durchaus nicht zulässig; wenn westlich nach diesem Störungsgebiete zu der Dreikönigszuger Gang aus seiner Stunde wich und östlich davon ein letzterem zwar der Lage nach nur ungefähr entsprechender Gang sich ganz horizontal legt, so ist alle Berechtigung vorhanden zu folgern, dass dieses quere Störungsgebiet jünger ist als die Quecksilbergänge, dass also diese nicht eine ältere Bruchzone in ununterbrochenem Verlaufe durchsetzen. Vielmehr ist es wahrscheinlich, dass man es bei dem Elisabether Achtuhrgang mit einem unwichtigeren Nebentrumm eines Hauptganges dieses Gebietes zu tun hat, dessen westliche Fortsetzung, ursprünglich höher gelagert, nicht als eigentliche seitliche Fortsetzung im Streichen und Einfallen gelten darf, sondern wohl eher einem Flacherlegen in viel höherer Teufe entstammt. Hier machen sich ja schon die Senkungen bemerkbar, welche die Ostseite des Potzberges charakterisieren (vgl. die Tektonik des Potzberges).

Die Untersuchungen auf diesem Gange haben also das sicher erwiesen, dass es ein Achtuhrgang nicht war, dem die Alten in Tagschächten ihre zuerst so reichen Erze entnahmen; erst 1824 traf man auf einen Gang in Stunde 11 mit 84° gegen Osten fallend, der wirklich Erze führte und der als der Hauptgang des Elisabethgrubengebietes zu betrachten ist (das sog. Feldörtertrum), es hat auch die beträchtlichere Gangstärke von 20—30 cm mit Lettenfüllung. Nach Süden oder vielmehr Südsüdosten wurde es von anderen Trümmern abgeschnitten und verworfen, was die Annahme berechtigt erscheinen lässt, dass dies die gleiche Störungszone ist, die, wie oben erwähnt, auch die Kluff in h 7 nach Osten zu (Ostsüdosten) abschneidet und mit der oberflächlich beobachteten, fast streichenden Störung eng zusammenhängt. Nach Norden traf man auch auf ein starkes Verwerfungsgebiet, so dass man nach Anfahren eines weiteren erzführenden Trumms im Zweifel war, ob man sich noch überhaupt in dem gleichen Gange befand. In einem tieferen Stollen bis unter ein in der oberen Sohle liegendes hoffnungsvolles Mittel, das wegen Wasser verlassen werden musste, traf man auf einen in Stunde 11,1 mit $28\frac{1}{4}^\circ$ gegen Osten fallenden Gang und später auf einen in St. 0,1 mit 23° Einfallen nach Osten. Letzterer Gang sollte nach Annahme des den Abbau leitenden Dreikönigszuger Bergverwalters mit dem Feldörtertrum identisch sein, hätte aber ein bedeutend flacheres Einfallen nach Osten. Dies könnte als ein Beweis dafür gelten, dass diese Gänge, die hier bei der Wendung des Gebirgsbaues dem Streichen der Schichten mehr oder weniger sich nähern und ebenso auch ein östliches und nordöstliches Einfallen haben, auch in grösserer Teufe ein etwas flacheres Einfallen haben, bald mit stärkerem, bald mit weniger starkem Winkel in

treppenartig gebrochener Fläche nach der Höhenmitte der Bergkuppe aufsteigen könnten. — Doch ist, wie auch im Berichte des Bergverwalters ausgesprochen ist, folgendes zu berücksichtigen: „Streich der Gang h 11,1 ununterbrochen fort, so muss er sowohl in der Höhe als auch gegen Süd mit dem zweiten mit 23° Einfallen zusammentreffen.“ Dies lässt auch andere Auffassungen zu: erstens, dass beide Gänge hier gekrümmte Abzweigungen einer nach unten einheitlichen grösseren Spalte sind, die sich voneinander entfernen und sich wieder in höherer Teufe vereinigen, dabei ein neues Einfallen erhalten; es könnte aber auch zweitens das höher beobachtete steilere Einfallen des Ganges aus der Vereinigung zweier völlig verschiedener, aber gleichzeitig vor sich gehender und daher mit verstärkter Zersprengungswirkung steiler das Schichtensystem durchquerender Kluftbildungen abzuleiten sein, was mir das wahrscheinlichste ist. — Dabei ist noch zu erwägen, dass auch das Einfallen der Schichten selbst an ihrem Ausstreichen ein ausserordentlich steiles wird, die Zersprengung also hier von dem Schichteneinfallen nicht zu sehr abweicht oder vielmehr in dieses einbiegt.

Nach den Berichten und nach der Lage der Flütze zu schliessen, gehen diese Stollen zuerst durch die Region der metamorphisierten obersten Karbonschichten (Breitenbacher Schiefer) und liegen die Gänge zum Teil in diesen, zum Teil in den obersten Potzbergsandsteinen, welche unterirdisch (nach Funden an den Stollenhalden) in grösserer Ausdehnung und stärker metamorphosiert zu sein scheinen, als dies oberflächlich zu erkennen ist. — Keiner der Stollen scheint das metamorphosierte Eruptivgestein im tieferen Innern durchkreuzt zu haben. Nur in einem Bericht des damaligen (1826) Bergamtes in Klautern finde ich eine Bemerkung, welche auf das oberflächliche Anstehen dieses Gesteines Bezug haben kann: „Jenseits des Weges (vom Bergwerk) nach Friedelhausen, da wo der Gang mittels eines Stollens eröffnet worden ist,“) kommt Porphyrgebirge zum Vorschein von ganz ähnlicher Natur, wie jenes bei Wolfstein. Das ist wohl die Stelle am Hochbusch zwischen den metamorphosierten Breitenbacher Schiefen im Liegenden und den gleichfalls sehr veränderten Konglomeraten der in einer Verwerfung angelagerten, gehobenen Potzbergschichten der Friedelhauser Scholle. — Dass die übrigen Berichte, welche über die durchörterten Gesteine in tieferen Stollen Aufschluss geben, dieses Gestein nicht erwähnen, hat darin seinen Grund, dass letztere nördlich des genannten Aufschlusses ansetzen. Jedenfalls beweist dies, dass das Gestein sowohl in dieser Richtung, als überhaupt nach unten zu keine grössere Ausdehnung annimmt, daher wohl ein an genannter Verwerfung mit den Potzbergschichten relativ gehobenes Trumm eines Eruptivgesteines von unbekannter Ausdehnung, doch von ursprünglich relativ grösserer Tiefenlage ist.

Zum Schlusse sei noch bemerkt, dass das von v. GÜMBEL l. c. S. 116 erwähnte, in St. 11 streichende, mit 34° nach Osten einfallende Schwefelkies- und Schwerspat-reiche Trumm unter dem Wackenhübel, das laborwürdige Erze nur bis ein Lachter Tiefe führte, mit einer Verwerfung identisch zu sein scheint, welche das letzte, südlichste Abrissstück des Felskonglomerats nördlich Fockenberg neben tieferen konglomeratischen Schichten absetzt.

XIV. Die Gangverhältnisse in den alten Bergbauen am Königsberg.

Wie am Potzberg eine einseitige Häufung von Erzgängen und Störungen von der Kuppenmitte nach der Ost-Nordseite zu beobachten ist, so zeigt sich beim Königsberg etwas ähnliches mehr nach der Ost-Südosthälfte zu; es ist hier eine neben (östlich) der nordsüdlichen Mittelachse des Berges gelegene Häufung der Gänge zu beobachten, welche dieser fast gleichlaufen (häufig in h. 11); eine weniger bedeutsame Zahl von Gängen verläuft dagegen in Stunde 1 und 2^{1/2};

¹⁾ Diese Stelle ist noch zu erkennen und scheint hier das Stollenmundloch das Gestein noch durchsetzt zu haben; an dieser Halde sind die frischesten Stücke zu sammeln. v. GÜMBEL erwähnt auch l. c. S. 117 „echte Melaphyre, die im Feld der Elisabeth vorkommen“. — Unter den an der Halde zu sammelnden Gesteinen fallen 4—5 cm dicke, mit traubiger Oberfläche versehene Brauneisensteinkrusten, welche an ihrer Oberfläche kleinere Fragmente grauer metamorphosierter Schiefer eingeschlossen haben; sie sind also in ein teils leetig, teils mit Gangdetritus erfülltes Ganglumen hereingewachsen; im Innern ist die Masse mit Rutschflächen durchsetzt, und in lagerhafter, der Wachstums- und Zertrümmerungsfläche parallel verteilten flachen Hohlräumen zeigt sich Psilomelan in dünnen Klüften.

jedenfalls haben erstere Gänge eine bedeutendere Gangweite. Die Werke, die diese Gänge abbauten, sind: am südlichsten die frühe miteinander vereinigten Grubenfelder Christiansglück und, östlich daran anschliessend, Theodororzlust, im mittleren Drittel nach Norden zu die Grube Pfälzer Muth; das nördlichste ist Carl Ludwigs-Erzlust mit Herrnpitz-Neidhart'schem Werk.

Es liegen zwei Hauptgänge vor, ein westlichster, der z. B. im alten Christiansglücker Feld im oberen, mittleren und tiefsten Stollen, ein östlichster, der schon im etwa 20 m tieferen, Theodororzluster oberen Stollen abgebaut wurde; die beiden sind im Ausstreichen jedenfalls über 350 m voneinander entfernt; da die Gänge mit bzw. 50° — 65° und 66° gegeneinander fallen, sind sie im tiefsten (140 m tieferen) sog. Eliasstollen nur noch 260 m voneinander entfernt; da weiterhin im allgemeinen die Gänge, wie der Bergbau zeigte, nicht aneinander abstossen, sondern sich übers Kreuz fortsetzen, so ist mit Wahrscheinlichkeit anzunehmen, dass die Gangebene auch über ihre Schnitlinien hinaus wieder divergierend in die Tiefe setzen.

Der Christiansglücker Stollen traf den westlichsten Hauptgang, den „Horngang“, bei ungefähr 200 m in h 10 mit 60° nach Osten einf., bei ca. 120 m den zweiten, in ca. 65 m den ersten sog. Christiansglückergang bzw. in h 10 mit 60° nach Westen und h 11 mit 50° nach Westen. — Ein Bericht von 1796 über die älteren Stadien des erwähnten östlich davon liegenden Werkes erwähnt einen oberen Stollen von 200 m Länge, einen damals schon verfallenen mittleren und einen tiefsten von 780 m, den sog. tiefen Eliasstollen, der erst 1791 in der Grube durchschlägig wurde. Hier baute man in beiden Stollen auf dem schon erwähnten (östlichen) Hauptgang, der neben derbem Zinnober auch Eisenerz, Schwefelkies, Quarz, Spateinlagerungen, weissen und roten, erhärteten Tonstein¹⁾ führte und von 30 cm bis 1 m mächtig war. Im oberen Stollen baute man noch auf einem Zweihügang, der gegen Norden einfällt und aus einem „weissen Letten mit Spateinlagerungen“ besteht; er führte nur im Kreuz mit dem Hauptgang edle Erze. In diesem Werke wurde weiter nach Westen zunächst ein Trumm von 25—30 cm Stärke, 44 m im Hangenden des östlichen Hauptgangs abgebaut; es bestand über der oberen Stollensohle aus tonigem Eisenstein, dessen liegende Zone mehr ein Zinnobererz führender, graulicher Letten, dessen hangende ein eisenschüssiger Ton bildete; unter dieser Sohle fanden sich Zinnobererze und gediegen $\frac{1}{2}$ in festem Eisenstein (S. 190); in noch tieferem Niveau war dieses Gangtrumm nur noch 15—20 cm stark und führte in einem eisenschüssigen Ton Schwespat und Zinnobererze; der Hauptgang wird hier noch bis zu 1 m mächtig angegeben. In dem tiefen Eliasstollen setzt nach v. GÜMBEL l. c. S. 111 dieses Trumm nur als eine specksteinführende Kluft nieder. Im Jahre 1809 beschliesst man, den Hauptgang im oberen Stollen nach Süden zu nach der Kreuzung mit dem sog. „weissen Gang“ auszurichten, über dessen Ergebnis aber nähere Nachrichten nicht mehr zugänglich sind.

Nach Vereinigung beider Werke führte man den tiefsten Stollen bis unter die Christiansglücker Stollen fort und traf damit etwa 120 m westlich vom Hauptgang den nach Osten einfallenden braunen Gang, der, wie v. GÜMBEL mitteilt, „wie gewöhnlich erzleer, aber in seiner ganzen ausgezeichneten Eigentümlichkeit auftrat“; nach einem markscheiderischen Plan aus dem Jahre 1833 ist dieser Gang vom Hauptgang im höheren Stollen ungefähr 96 m entfernt, nach dem zehn Jahre späteren Plan in der grösseren Teufe aber 120 m; da nun diese Gänge gegeneinander einfallen, so müsste die Entfernung zwischen ihnen sehr viel kleiner geworden sein, was nicht der Fall ist; es muss also eine Störung dazwischen liegen, welche auch durch das Auftreten des parallel eingeschalteten „neuen“ Ganges angedeutet sein kann.²⁾ Die Mächtigkeit der zwischen diesen Gängen liegenden Porphyrmasse wäre daher in der oberen Sohle durch diese Störung vermindert gewesen, die Verwerfung müsste dann eine von Westen nach Osten gerichtete Überschiebung auf einer ziemlich flach nach Westen einfallenden Kluft gewesen sein, welche den „neuen“ Gang in der oberen Teufe verdeckte, d. h. bis in diese Höhe überhaupt nicht frei aufstreichen lässt.

Diese Störung erscheint auch noch durch folgendes bekräftigt. Der Theodororzluster „braune“ Gang ist daselbst im obersten Stollen in der Projektion von dem im 80 m höheren Stollen

¹⁾ Man verfolgte den Gang schon in der Zeit vor diesem Bericht vom oberen Stollen bis zu dem 112 m tieferen Stollen und dort 140 m in die Länge mit zeitweise sehr reicher Ausbeute.

²⁾ Er wurde ohne Erfolg eine Strecke weit nach S. erlangt.

(Christiansglücker Feld) abgebauten sog. I. Gang 43 Lachter entfernt, also, da die Gänge voneinander wegfallen, in der obersten Theodorerzkluster Sohle noch weiter entfernt. Diese Entfernung sollte sich natürlich in der tieferen Eliassohle noch bedeutend vermehrt haben, statt dessen ist der braune Gang hier von den dahinter angefahrenen Christiansglücker Gängen um 29 Lachter entfernt. Was die angenommene Überschiebung also in höherer Teufe verursacht hat: eine stärkere Annäherung des braunen Ganges an den östlichen Hauptgang, das hätte sie jetzt jenseits des braunen Ganges verursacht, eine Annäherung des braunen Ganges an die weiter westlich liegenden Christiansglücker Gänge, d. h. eine völlig gleichsinnige Bewegung der westlichen Partien über östliche.¹⁾

Was nun die Christiansglücker Gänge in dieser Teufe betrifft, so erwähnt zwar v. GÜMBEL, dass kein deutliches Niedergehen zu erkennen gewesen wäre, wenn nicht eine Tonkluff den ersten anzeigt; doch sind in einem späteren Plane beide Gänge markscheiderisch aufgenommen und als „Christiansglücker“ Gänge bezeichnet; sie bilden einen etwas grösseren Winkel miteinander und ihre hier auf der nördlichen Stollenflanke liegende Schnittlinie scheint schief nach Norden einzufallen; es wurde parallel dem ersten Gang ein Querschlag getrieben, von dem man auf das naheliegend zu berechnende Kreuz der beiden Gänge in NO.-Richtung zurückging, wohl in der Hoffnung dort, wie in höherer Teufe, Erze anzutreffen. Ihre Entfernung von dem westlichen Zwölfuhr-Hauptgang, dem „Horngang“, ist auf 21 Lachter zurückgegangen, doch sollte diese bei dem gegenseitigen Einfallen hier noch viel geringer sein; es hat sich entweder mit der Veränderung des Streichens eine stärkere Neigung eingestellt oder es liegen hier Störungen vor, wie wir sie unten besprechen werden. Wir kommen auch auf die Möglichkeit der Überschiebung und auf die Frage, ob es sich überhaupt hier vielleicht mehr um eine seitliche Verschiebung handle, bei Gelegenheit der Besprechung des Schwespatgangs im Tagebau ausführlicher zurück.

Das nördlich anschliessende Grubenfeld baute mit einem tiefsten Stollen, von dem Stollenmundloch des Eliasstollens ca. 80 m entfernt, auf ca. 12 m höherer Sohle²⁾ und mit einem oberen — zuerst mittleren — Stollen (ca. 60 m höher) auf zwei Gängen, nach welchen die beiden Stollen senkrecht getrieben sind; der tiefere Stollen läuft auf einen östlichen nach Westen einfallenden Gang, der höhere, diesen überkreuzend, auf einen westlichen nach Osten einfallenden Gang zu; der letztere Gang, in St. 11,6, ist der Hauptgang dieser Grube „Pfälzer Muth“ am Bruderborn; er ist durchkreuzt von einem „Trumm“ in Stunde 2 und einem „Geschieb“ in h. 10,7 und hat in seiner Gangart alle Anzeichen des Horngangs, des westlichsten Ganges der Gruppe, als welcher er sich auch nach seiner Lage im Gebirg erweist; ein östlich von ihm liegendes und mit 70° gegen ihn einfallendes Trumm könnte sehr wohl als einer der Christiansglücker Gänge betrachtet werden; sie sind in der Planprojektion des Gangverlaufs je im oberen (mittleren) und 60 m tieferen Stollen 40 m voneinander entfernt, also auf letzterer nur 14 m über dem Eliasstollen liegenden Sohle jedenfalls näher aneinander gerückt, wie z. B. die Entfernungen des II. Christiansglückergangs vom Horngang daselbst ca. 26 m beträgt.

Abgesehen von einem in h. 2,2 $\frac{1}{2}$ streichenden, mit 62° nach SO. einfallenden Trumm ist in dem 400 m langen Pfälzer Muth Stollen offenbar kein weiteres Gangmittel von nur einiger Bedeutung angetroffen worden, während im Eliasstollen vom Horngang in 260 m Stollenlänge nach Osten sämtliche Gänge durchörtert wurden; diese Gänge hätte auch der tiefste Pfälzer Muth-Stollen antreffen müssen, wenn sie noch vorhanden gewesen wären. Es sind daher diese Gänge auf eine Erstreckung von 700 m entweder verschwunden, wenn nicht die Möglichkeit vorläge, dass durch die in dieser Richtung vielleicht geringer werdende Überschiebung die Horizontalentfernung der Gänge bedeutend grösser wurde.

Carl Ludwigs Erzlust baute auf der nördlichen Fortsetzung des Pfälzer Muth Zwölfuhrgangs (Einfallen mit 65° nach Osten). Dort wurde die Gangart in viel tieferem Niveau als eisenhaltig

¹⁾ Eine Probe auf diese Berechnung würde die nach dem Einfallen festzustellende Entfernung der äussersten Hauptgänge in der tieferen Sohle bilden; leider liegen genaue Entfernungsmessungen auf den gleichen Sohlen in verschiedenen Teufen, da die Gänge nicht gleichmässig angefahren wurden, nicht vor; dabei ist auch nicht nachzuweisen, ob durch die hypothetische Verschiebung die Hauptgänge gegeneinander eine stärkere Lagenveränderung erfahren oder nicht. Es ist natürlich auch fraglich, ob der „braune Gang“ als Nullpunkt der Berechnung gelten kann oder nicht, ob er nicht in der Zerklüftung der Porphyrmasse eine zickzackartige Abbiegung und Zurückbiegung nach unten erfahren haben könnte.

²⁾ Die Einzeichnung der östlichen Gänge in der geolog. Karte ist von dieser Sohle entnommen, während die Ganggruppierung der Christiansglücker Gänge jene auf der ca. 150 m höheren Christiansglücker tiefsten Sohle und der 20 m tieferen Theodorerzlust oberen Sohle darstellt.

und tonig mit derben und eingesprengten Zinnererzen, hier als ein schwarzer bis brauner Eisenstein (Psilomelan und Eisenoxydhydrat) mit Schwerspat und nur Zinnerersparen bezeichnet; der Gang ist bis 2 m mächtig, wurde sowohl auf dem höchsten des Gebirges in sehr festem Gestein als in einem tieferen Stollen in Angriff genommen; in letzterem zeigte sich ein nicht sehr festes, graulichweisses Tongebirg (geschlammter Porphyr), das öfters sehr eisenhaltig ist und dann eine bräunliche Farbe annimmt; es zeigte häufige Steinmarkadern und mehrere schwache Schwerspatgänge. Ein mehrere Schuh starkes Schwerspattrum wurde ausgelängt und ergab sich, wie in den Akten ausdrücklich hervorgehoben wird, in dieser Teufe als der gesuchte Pfälzer Muther Gang.¹⁾

Interessant ist, was v. GÜMBEL über das noch weiter nördlich liegende, damals als in neuester Zeit wieder in Angriff genommene Werk Herrenpitz l. c. S. 112 als Augenzeuge genau berichtet, „Der Stollen geht vom Mundloch an durch jene feinkörnigen, glimmerreichen Sandsteinschiefer, grünlichen Schiefertone und dickbankigen Sandsteine, wie sie oberhalb des neuen Schlosses den Bergpfad hinauf anstehen. Sie fallen gegen NNO. ein, um so steiler, je näher sie der Gebirgsscheidung kommen: diese schneidet ohne besondere Veränderung das Kohlengebirge ab und bringt einen zerklüfteten mürben Porphyr ins Ort. Der Porphyr ist durch Roteisenstein konglomeratartig wieder verbunden. Derselbe nimmt allmählich grössere Festigkeit an und nun setzen 4—5 gangartige Trümmer zwischen St. 9 und 12 streichend über, aus weissem Letten mit Barytkristallen und stalaktitischen Psilomelan, wovon mehrere sich sogar ohne Erzsparen kreuzen. „Der eigentliche Zwölfuhrgang oder Horngang ist unter ihnen nicht zu erkennen.“ Die Gangmasse führte in dieser Höhe wohl Erzsparen, aber keine bauwürdigen Mittel.

Aus dieser Schilderung kann gefolgert werden, dass die Sedimente, die die Porphyrkuppe umgeben, etwa in einem Viertelkreisumfang die gleichen sind, hier also im grossen und ganzen die Grenze zwischen Eruptivgestein und Sediment lagerartig ist.²⁾ Trotzdem muss der brecciösen Struktur des Porphyrs nach angenommen werden, dass hier nicht etwa an der Ganggrenze, sondern an der Formationsgrenze starke Bewegungen lange nach der Festigung des Eruptivgesteines und jedenfalls vor der Eisenerzverkitung stattgefunden haben müssen. Eine Folge dieser Bewegungen ist offenbar die Steilstellung der Sedimente an der Gebirgsscheidung als einer Art Stauchung und Schleppung; der Vorgang ist nur auf vorher vorhandenen, ungefähr streichenden, aber steiler als die Schichten selbst einfallenden Bewegungsklüften möglich und bedeutet eine Verringerung der Lagerungsausdehnung vorher flacher liegender Schichten infolge von Hebungsverdrängungen beim Anrichten an den Porphyrklotz.

Man möchte versucht sein, diese Bewegung mit der oben gefolgerten Verschiebung zusammenzutun, wenn nicht diese nach Bildung der Erzgänge vorgegangen wäre; freilich könnte die Verkitung der Porphyrreibungsbreccie mit Roteisenstein noch eine spätere sein als die Erzbildung, wofür wir allerdings (vgl. unten) keine sicheren Beweise oder nur Andeutungen hätten.

Die Höhenlage dieses Stollens wäre nach allem etwa in der Höhe von 368—380 m zu setzen.

Der Vollständigkeit wegen seien die alten Gruben „Pfälzer Hoffnung und St. Georggrube“ erwähnt; erstere zeigte mehrere in h 12—2 streichende Schwefelkiesgänge von 1—4 Zoll Weite mit 50—56° gegen Westen einfallend; letztere zwischen Wolfstein und Theodorerzluft zeigt einen in h 6 nach N. einfallenden Lettengang, der aber in letzteres Grubengebiet hinüberstreicht, dann ein Quertrum von der gleichen Beschaffenheit wie der erste Gang, das aber bald verlassen wurde.

In neuester Zeit endlich wurden bei Wolfstein zwei Grubenfelder auf Eisenerze verliehen; es sind zwei Gänge von tonigem Roteisenstein von 10 und 10—20 cm, die durch ein 30 cm starkes Porphyrmittel getrennt sind: sie fallen mit 85° nach NO.

XV. Die beiden Schwerspat-Tagebaue im Horngang (Zwölfuhrgang) am Königsberg.

Im Anschluss an die Erzgangbildungen des Königsberges bat mich C. BURCKHARDT auch die Bearbeitung des Baryttagebaues am Nordhang des Berges in der „Nassedell“, nördlich vom Leihrech in der Höhe von 522 m, und jenes O. von den „Hirtengärten“ am Südhang des Berges in der Höhe von 490 m zu übernehmen.

¹⁾ v. GÜMBEL erwähnt hier von der nördlichsten Region der Ganggruppe: Grosse Weitungen in der Nähe des alten Schachtes zeigen noch schöne Erzfunkeln, die hier auf dem sehr mächtigen Gange brachen. Gesenke haben diese, wie es scheint, ohne Erfolg niederwärts verfolgt.

²⁾ Deswegen kann doch eine mehr oder weniger starke Diskordanz zwischen beiden vorliegen.

Zu den von ihm am nördlichen Tagebau gesammelten Proben aus der östlichen Gesteinsbegrenzung des Ganges, auf die er mich verwies, habe ich noch eine genaue Aufsammlung in Einzelheiten des Ganges selbst ausgeführt, die uns wichtige Aufschlüsse und besonders für das Verständnis der Tektonik der Erzgänge in grösseren Teufen interessante Tatsachen bietet; sie werden in nachfolgender Einzelbeschreibung erwähnt; die von BURCKHARDT an der Nassedell gesammelten Stücke stammen von der Nordflanke des Einfuhrschlitzes zu dem von ihm etwa unter einem Winkel von 30° angefahrenen Gang.

A. Der zu betrachtende Tagebau an der Nassedell liegt in dem nördlichen Viertel des Horngangausstreichens, das in der Karte nach Süden zu quergestrichelt angedeutet ist; es ist dies Ausstreichen daselbst schwer festzustellen und wurde die Linie etwas westlich von einer Reihe westlichster alter Tageschächte, die auf den östlich einfallenden Gang niedergingen, angelegt; der Betrieb, der jetzt schon wieder eingestellt ist, förderte auch in einem (nach der Vermessung des Herrn Markscheider PETERMANN in Zweibrücken) 45 m tieferen Stollen NNO. vom Tagebau und räumte auch den oberen Pfälzer Muther Stollen im sog. Kästendeich zum Abbau und zur Förderung auf (vgl. S. 187—189).

Das westliche Salband des Ganges stösst an mit 75° nach O. einfallenden Porphyry an, der nur schwach aufgeschlossen ist; er hat unregelmässig breccioide Zusammensetzung; die zum Teil wenig zersetzten Kernpartien des Gesteins sind von tonigem Roteisenstein durchsprengt und von kurz aderförmigen Putzen einer weisslichen, specksteinartigen Masse (vgl. hierzu unten Profil von den Hirtengärten) durchschwärmt; die mürben Gesteinsteile sind stark von Roteisen durchsetzt; hie und da zeigen sich ganz schwache Barytäderchen. Dieses Gestein geht in einen mürben tonigen Roteisenstein (0,70 m) über, in dem sich schwache Kerne zersetzten Porphyrs, die mehr und mehr zurücktreten, erhalten haben.

Mit verhältnismässig scharfer Grenze beginnt nun der Barytgang selbst:

1. Mittelkörniger Baryt mit kleineren Brocken tiefdunkelroten, mürben Roteisensteins, die aderartig mit Zügen weniger tonigen, feinfaserigen Hämatits durchzogen sind und häufig Quetschspiegel und feine Streifen erkennen lassen. 10 cm.

2. Randlich zuerst ziemlich grobkörniger Baryt (20 cm), dann schwächer körnige Gangbänder, die durch fleischrot gefärbte Bänder ganz dichten Baryts getrennt sind (10 cm); dann wieder grosskristalliner Baryt mit quer zum Gang gestellten verlängerten Tafeln (12 cm); dann Gleiches zwischen zwei fleischroten Bändern sehr dichten Baryts, die um die grösseren Kristallecken gleichmässig herumziehen (30 cm); dann 20 cm gebänderten, feinkristallinen bis dichten Baryts, den von der anderen Seite ein schmales Band mit zwei Reihen etwas grösserer Barytkristalle begrenzt, die zwar dicht zusammengeschlossen (wie die ganze bis jetzt erwähnte übrige Gangmasse), doch deutlich ihre Spitzen gegeneinander richten; dies würde also eine Gangmitte zweiseitigen Gangwachstums sein. Jenseits dieser Stelle folgt noch eine 45 cm starke Zone schwach gebänderten, hauptsächlich körnigen Baryts, der enger mit dieser Hauptgangmasse verbunden ist. — Das Ganze ist 1,45 m dick; die Ganghälfte liegt zwischen 80 cm westlich und 65 cm östlich. — An Einzelheiten ist zu erwähnen, dass die grösseren Barytkristalle oft dickschaligen Bau haben und das intermittierende Wachstum durch recht schwache, tonige Bestege der älteren Kristallflächen gekennzeichnet ist; diese Bestege zeigen massenhafte, nur mit der Lupe zu erkennende, ordnungslos angelagerte, feine nadelförmige Barytkriställchen.

3. Hieran schliesst sich mit scharfer Grenze am südlichen Teil des Aufschlusses eine unregelmässig löcherige Masse kleintrümmerigen Baryts (15 cm), welcher sich ohne besonderen Übergang eine sehr festgebundene ähnliche Masse breccioisen Baryts anfügt; das Bindemittel ist Eisenoxydhydrat und Psilomelan, der auch in Längsbändern (mit Schwefelkies) das Ganze durchsetzt und hier auch, die Hohlräume fast ausfüllend, radialfaseriges Wachstum mit traubiger Oberfläche zeigt (0,12 m). Wie die Hohlräume zu deuten sind, das ist an dieser Stelle nicht zu sehen, einige Meter weiter nördlich ist dies aber deutlich. Dort zeigen sich im Bereich beider unter 3. angeführten Abarten

der nach 2. durchgehends reinen Gangart häufigere und längere Hohlräume in einer zu plattigen; dem Gangeinfallen ungefähr entsprechenden Abbruchstücken sich schlagenden brecciösen Barytmasse. Das Ganze bietet das Bild einer zertrümmerten Gangart, die noch nach den erwähnten Flächen aneinander verschoben wurde und dabei unregelmässige Lücken zwischen den Verschiebungspartien entstehen lässt. Darnach wurden die Trümmernmassen von Psilomelan und Eisenoxydhydrat fest gebunden, sowie die Hohlräume mit ersterem ausgekleidet; auf dieser Auskleidung sitzen nun zahlreiche, schmal säulenförmige, wasserklare Barytkriställchen als letzte Bildung; es zeigt sich klar, dass Baryt auch an der inneren Bindung der Masse teilnimmt. In ganz feiner Verteilung sieht man in unregelmässigen Zertrümmerungslücken auch Quarz, der bei Beginn der Bindung der Trümmernmasse ausgeschieden zu sein scheint (vgl. eine ähnlich gelegene Stelle im östlichen Gangteil unter 9).

4. Gegen 3. durch ein schmales, mit tonigem Roteisen durchsetztes, löcheriges Baryttrümmersstreifen abgesetzt, beginnt mit einer wechselnd starken Barytbreccie, die sehr rasch in ein durch toniges Eisenoxydhydrat mehr und mehr bis überwiegend fest gebundenes, ganz feinkörniges bis dichtes Barytbändchen übergeht (0,05 m). Die äusserste Zone ist eigentlich ein gelber und dunkelbrauner, sehr fester Toneisenstein (hie und da mit einem verirrten kleinen Barytbruchstückchen), der nach aussen in 1 cm starkem Band mehr durch Roteisen gefärbt ist; hier zeigen sich nahe aneinandergedrängt mehrere zum Teil spiegelglatte Ablösungsflächen mit horizontalen Rutschstreifen, zum Teil auf einem schwachen Besteg von Roteisenstein. Durch die unzweifelhafte Tatsache, dass also an dieser mit 65° nach Osten einfallenden Kluft eine starke Bewegung stattgefunden hat, wird die Struktur der beiden letzten, für sich wieder stellenweise zu einer einheitlichen Masse zusammengefühten Grenzzonen verständlich. Es ist die Region einer andauernden langsamen Bewegung; diese wirkt auch auf den Baryt der Nachbarschaft, zerreisst und zertrümmert ihn, von feinerem Zerreibungsmaterial wird durch ab- und zugehende Flüssigkeit manches entfernt, ja sogar aufgelöst. Das Trümmernmaterial wird später auch noch durch Psilomelan-, Eisenoxyd-, Eisenoxydhydrat- und Barytausscheidungen an diesen Stellen rascher, an jenen langsamer gefestigt; die gleichen Stoffe werden in den Hohlräumen drusenartig ausgeschieden. Am äussersten Rand der ganzen Zone sammelt sich zuerst wegen der gleich zu besprechenden Anlagerung an Porphyrtonges Material (mit Eisenoxyd und Eisenoxydhydrat gebunden), das bis zu kleinsten Bestandteilen zerriebenen Barytdetritus enthält und offenbar rascher festigte, als die inneren Ausscheidungen auf Hohlräumen, deren plattige Absonderung und Wiederverfestigung andeuten, dass während der ganzen Umbildungen die Bewegungen andauerten. Wenn man noch hinzufügt, dass ein grosser Teil dieser Verfestigung wohl auch dem eben erst die Zertrümmerung verursachenden Gebirgsdruck selbst zu verdanken ist (vgl. DAUBRÉES Versuche und Ref. STAFFES darüber in Z. f. pr. Geol. 1893 S. 284), so darf der Zeitraum der Umbildungen auch als ein relativ kurzer betrachtet werden. Die plattigen Absonderungsflächen sind die der randlichen Hauptschubfläche gleichlaufenden, inneren Schubebenen, zwischen denen sich die Trümmernmassen einordneten und durch die geschilderten Vorgänge vereinheitlicht wurden. Schliesslich musste so eine einheitliche Festigung der Masse erzielt worden sein, an der dann noch später eine letzte Bewegung stattgefunden hat; denn die äussere Rutschfläche beweist durch ihre mehrfach flach die wellige Randbänderung des Salbandes durchsetzende und anschneidende Verschiebungsebene, dass dieser Teil schon gefestigt war; auf diese spätere Bewegungsphase sind auch die an den Innenwänden von 3. und 4. bemerkbaren Grenzflächen mit löcherigem, von Eisenocker- und Roteisenstein schön gefärbten Trümmernbaryt zurückzuführen; es waren das vorher schwächer gebundene Zonen mit von den älteren Bewegungen und Infiltrationen unberührt gebliebenem Barytgangmaterial. — Ich bemerke schon hier, dass ich die erste Phase auf die radiale Verwerfungsperiode des Mittel-Ober-Rotliegenden, die letzte auf die tangentialen Faltungsperiode zwischen jener und der unmittelbar prätriadischen Störungsperiode mit radialen Verwerfungen zurückführe (vgl. 5.).

5. Hieran schliesst sich mitten in der Gangmasse unerwartet ein Streifen sehr zerklüfteten, aber ziemlich unzersetzten Porphyrs an, der abwärts und im Nordstreichen schon auf 3 m Entfernung an der eben besprochenen Verwerfung auskeilt und an seiner breitesten Stelle 0,50 m misst; er zeigt auf der Ostseite — ähnlich wie das oben erwähnte Gebirgssalband — einen schmalen Streifen zersetzter, in mürben, tonigen Roteisenstein verwandelter Grenzzone, die auf der Westseite dieser Einschaltung völlig fehlt; hier begrenzt fast unberührt, in den Klüften mit weisslichem Ton durchsetzter Porphyr die Störungsfläche, die flacher einfällt und nicht ganz dem Gang parallel ist, daher die Bandschichten des Ganges mit steilerem Einfallen nach unten und nach der Seite beschneidet. Dass der Porphyr hier von der Roteisenrutschfläche aus westlich der Bewegungskluft nicht gefärbt und von anderen Mineralbildungen nicht berührt ist, beweist auch, dass die letzte in den horizontalen Rutschstreifen der Störungskluft sich äussernde Bewegung nach vollständigem Abschluss der dort

zu bemerkenden Veränderungen und nach völliger Erhärtung der Masse der unter 4. besprochenen Randregion vor sich gegangen ist.

6. Mittelkörniger Baryt mit Bröckchen von tonigem Roteisenstein, die durch Druck zersprengt sind und deren oft blind endende Spältchen durch Baryt ausgefüllt wurden (0,15 m). — Auch hier haben die Bewegungen in der naheliegenden Spalte ausserdem noch Hohlräume zwischen den Barytkörnern und zum Teil auch den Eisensteinbrocken geschaffen, die, wie überhaupt in der Nähe des Porphyrrandes, mit Psilomelan ausgekleidet sind. Eine interessante Erscheinung zeigt sich an einzelnen länglichen Barytkristallen, nämlich genau jene schon mehrfach untersuchte und verschieden gedeutete plagioklasähnliche Streifung, welche BAUER N. J. f. Min. 1887 I. 37—46 beschreibt und abbildet; er fasst sie als Gleitflächencharakter auf, während A. JOHNSEN neuerdings (ebenda 1902 II. S. 137) sie als Folge von Knickungen oder Biegungen darlegt. Wie dem sei, so beweist die Erscheinung die Wirkung des Gebirgsdrucks an dieser Stelle, wogegen vergleichbare Erscheinungen in der Mitte des Ganges völlig fehlen, während sie sich an der anderen (östlichen) Gangseite wieder stärker bemerkbar machen; die Tatsache wird noch an mehreren Stellen der drei Barytabbaue erwähnt werden.

In Wiederholung der Reihenfolge, wie wir sie von dem westlichsten Abteil des Ganges vom Porphyr weg (1—4) schon besprochen haben, folgt 7. eine 3 m mächtige Masse ganz reinen, zum Teil grosskörnigen Baryts, in dem wiederholt eine Bänderung mit fleischrotem, ziemlich dichtem Baryt erkennbar ist; in einer Entfernung von 1,5 m von dem Liegenden des Bandes zeigt sich auch ein Band mit offenbar entgegengesetzten Kristallen, eine Gangmitte bilateralen Wachstums. Die durch die eisenoxydhaltigen, tonigen Beimengungen verursachte Bänderung weist auf schichtenweise Unterbrechung in der Art der Kristallisation hin, während welcher bei nachlassendem Auftrieb die Kristallisation durch von oben her niedergehende, tonige Bestandteile einschwemmende Wasser häufigst gestört scheint.

8. Legt sich an die östliche Begrenzung dieses das Gangeinfallen einhaltenden Gesteins ein im Gangquerschnitt dreieckiger Keil einer fest mit tonigem Roteisenstein gebundenen brecciösen bis konglomeratischen Einschaltung von ziemlich intakten Porphyrbrocken und -bröckchen, die bis Faustdicke erreichen. Die schon frühe gefestete Masse ist nachträglich im Innern etwas zertrümmert: 1. im kleinen durch nicht gerade häufige, mit Baryt ausgeheilte Zersprengungsädrchen, welche oft durch Bindemittel und Porphyrbrocken zugleich hindurchgehen; 2. im grossen durch zwei stärkere, ziemlich scharf begrenzte und sehr steil nach Westen geneigte Gängchen, die mit Baryt und Psilomelan, nicht ganz raumerfüllend, durchwachsen sind; der östliche stärkere von 0,1 m begrenzt die Breccie an der Hangenseite des Ganges und verläuft noch etwas in die unter ihr befindliche Barytmasse.

Es ist schon an der Konfiguration dieser Einschaltung, der Lagerung auf der einen Seite des bilateralen Gangwachstums, der scharfen Begrenzung nach beiden Seiten, ausgeschlossen, dass sie sich an der Stelle gebildet, d. h. angesammelt und gefestigt habe, an der sie jetzt im Gang-Continuum liegt. Man muss sie vielmehr für eine während der Gangbildung noch in das Lumen des Ganges herabgefallene, schon für sich gefestete Scholle aus höher gelegenen Gebirgstrümmern halten, welche an dieser Stelle vom Baryt umwachsen wurde. Diese Scholle war mit Baryt- und Eisenoxyd-haltigem Tone sehr fest verbunden und erinnert an das mehrfach erwähnte bei v. GÜMBEL l. c. S. 112 im NEUBHARDT'schen Werk durch einen Stollen angefahrne Gestein an der Gebirgsscheide von Sediment und Porphyr; das Gestein ist dort aber durch weniger zersetzten und festen Porphyr von der Gangregion getrennt, also unabhängig von der Gangzertrümmerung.

Die Möglichkeit der Entstehung einer solchen Breccie im Ganglumen setzt wohl dieses voraus, aber auch keine zu grosse Weitung, so dass sich an ihren Unregelmässigkeiten Trümmern anhäufen und ständig bis zu einer grossen Festigung halten konnten, wonach fortschreitende randliche Zermürbung der Gangwände sie zum Sturz brachten. Eine grosse Gangweitung kann allerdings durch hereinragende, abgestellte, aber nicht völlig von den Nachbarwänden abgespaltene und abgelöste Schollenplatten in kleinere Parzellen geteilt werden (vgl. unten); gerade solche Gangparzellenwände haben aber einen nicht lange andauernden, unfesten Bestand und werden durch die fortdauernde Zersetzung des Nachbargesteins mit ihrer anliegenden Neubildung leicht zum Stürzen gebracht; wir kommen auf diese Breccien und Schollen noch bei der Besprechung des Profils an den Hirtengärten unten näher zurück (vgl. Nachtrag).

Diese Masse ist also in das Gangwachstum fest eingeschlossen und in die späteren, den Gesamtgang betreffenden Vorgänge hereingezogen worden. Zu diesen Vorgängen gehört besonders die Bildung der stark nach W. geneigten, fast senkrechten und nach unten auskeilenden Baryt-Psilomelängängchen, deren Zersprengung von der hangenden Ganggrenze herabzieht. Mir scheint

auch dies eine abwärts gerichtete Vertikalbewegung jenseits dieser Hangendfläche zu beweisen, eine Bewegung, welche der oben dargelegten älteren Störungsperiode entspräche.

9. Jenseits des erwähnten Psilomelan-Grenzgängchens folgt zuerst unten eine sehr grosskörnige, reine Barytmasse mit deutlich quer zum Gang gestellten Individuen, welche nach Osten in eine Zone mit Riesenkristallen übergeht; diese Masse ist nicht dicht geschlossen, sondern zeigt viele Lücken frei gewachsener und nicht zum völligen seitlichen Zusammenschluss gekommener, säulenartig entwickelter Kristalle, an deren Seitenflächen und in deren Restlücken sich auch kleinere Kristallgruppen anschliessen, die indessen auch vorwiegend Einzelindividuen zeigen. Hier zeigt sich auch die plagioklasartige Parallelstreifung bei in die Länge entwickelten Kristallen senkrecht zur Längsachse orientiert; diese waren übrigens mit der anderen Längsseite und wohl auch mit beiden Enden mit der übrigen Masse verwachsen, so dass sie Druckwirkungen von dorthin ausgesetzt sein konnten. Übrigens zeigen sich hier auch an mehreren Stellen Längsverschiebungen der Kristalle aneinander mit sehr schönen Rutschstreifen, die im Baryt fast so deutlich sind wie im Calcit.

Einzelne Oberflächen der Riesenkristalle sind in höchst eigenartiger Weise mit Rauigkeiten versehen, die nicht selbst Kristallrauigkeiten sind, sondern aussehen wie das Relief der Überwachungsfläche einer Kruste aus vielen kleinen Kriställchen; ein Abdruck lässt aber auch hier nicht gerade Typisches wiedererkennen (vgl. unten). Da nun diese Rauigkeiten (spitzige scharfe Ecken, Kanten und Winkelnischen) in ausgezeichneter Entwicklung hauptsächlich auf einer Seite der grossen Individuen zu erkennen sind,¹⁾ so lag daher die Annahme nahe, dass man es mit einer Erosionserscheinung zu tun habe; dieses könnte dadurch seine Bestätigung erhalten, dass in der Umgebung der Anwachsstelle kleinerer Kristalle an grösseren eiförmig-wannenartige Vertiefungen in jenen Kristallflächen wie herausgenagt scheinen. — Zum Schluss ist nicht zu vergessen, dass auf diesen rauhen Flächen von im Bruch durchgängig milchigem Baryt kleine, mit der Entstehung der Rauigkeit nicht zusammenhängende, wasserklare Barytkriställchen aufsitzen, eine Kristallformation, die mit der schon unter 3. erwähnten und gleich noch näher zu besprechenden gleichzeitig ist. Ebenso hat an anderen Stellen die auch schon alte, mit letzterer Barytbildung ungefähr gleichzeitige Psilomelanüberkrustung diese merkwürdigen Unebenheiten schon ausgefüllt bzw. in alle Fugen eindringend überkrustet. Die freien Oberflächen und grossen Lücken dieser Zone sind mit einem fein tonigen Letten erfüllt, der zur Zeit der Gangbildung nur sehr minimal eingeschwenmt worden sein kann.

Man kann den Ton in diesen zum Teil später ganz abgeschlossenen Lücken nicht etwa für die jüngste Bildung als eine Wirkung versitzender Tagwasser halten, wie auch der nahezu völlige Mangel der Roteisenton-Verunreinigungen im Verlaufe des Gangwachstums — trotzdem die äussersten und ältesten Randpartien der Kristallmasse schon (später nicht mehr veränderte) Roteisenbrocken einschliessen — dadurch zu erklären ist, dass 1. die Kristallmasse die nächstbenachbarten Gesteinsflächen der Gangkluft völlig zudecken, 2. der Auftrieb der die Lösungen enthaltenden Gangwässer nur zu Zeiten eines mehr oder weniger starken Nachlassens von oben her niedersitzende Verunreinigungen zulassen, 3. dass hiermit verbunden die offenbar stark salinischen Mineralwässer, wie OCHSENIUS annimmt, die schwebenden tonigen Bestandteile zur Seite geschlagen haben.

Ich habe die Kristalle mit den oben erwähnten Rauigkeiten wegen der Wichtigkeit ihrer richtigen Deutung Herrn Dr. R. DELKESKAMP gezeigt; er war sofort und unbeeinflusst der Ansicht, dass es sich nicht, wie ich oben erwog, um Ätzungen, sondern um Überwachungen von verschwundenen Krusten aus kleinen Kriställchen handle; er verwies mich auf die Tatsache, dass bei Barytausscheidungen häufig Karbonate, Kalkspat oder Dolomit oder Quarz zuerst auftreten, dann Schwerspat und dass erstere in vielen Fällen wieder nachträglich aufgelöst wurden, wie er dies an Barytvorkommen aus dem Melaphyr von Darmstadt kenne.²⁾

Verschiedentliche Abdrücke, die ich an nachträglich noch gesammelten Stufen dieser interessanten Region gesammelt habe, machen allerdings viel mehr den Eindruck von kleinen Baryttäfelchen selbst, wie sie DELKESKAMP, z. B. als sandige Barytkristalle, aus den tertiären Sanden von Vilbel l. c. Taf. IV, Fig. 5 anführt.³⁾ Ich wurde in dieser Ansicht dadurch bestärkt, dass einzelne der grösseren

¹⁾ Gewisse Rauigkeiten auf den dieser Seite entgegengesetzten Flächen haben einen etwas anderen Charakter und scheinen mehr als Restlücken auf einen unvollkommenen Zusammenschluss einer von allen Seiten zusammenwachsenden Oberflächenschicht zurückzuführen sein.

²⁾ Vgl. Notizbl. des Ver. für Erdkunde IV. Folge 21. Heft 1900 S. 22 (Sep.).

³⁾ Vgl. auch Zeitschr. f. Naturwissenschaften Bd. 75 1903: Diese Kristalle enthalten nach DELKESKAMP zwischen 50 und 70 % Quarzsand.

Kristalle schalenartigen Zuwachs haben, der sich im Querschnitt mit spitzeckigen Unterbrechungen äussert, wie auch die Abtrennungsflächen dieser Schalen ganz ähnliche Skulptureindrücke besitzen; es müssen daher auch zwischen diesen Zuwachsschalen ähnliche, lagenweise vorschreitende Auflösungsprozesse vor sich gegangen sein und dies erinnert weiter an die oben unter 2. gemachte Beobachtung, dass dort ein schaliger Bau der Tafeln durch Roteisenbestege verursacht sei, in denen sehr feine Kriställchen von Baryt zur Ausbildung gelangten. Es hat indessen die Annahme, dass es sich um Auflösung von Baryt handle, der ohne Spuren der Auflösung an dem sie bedeckenden grosskristallinen Baryt und seiner Aufwachsungsseite verschwunden sei, viel Schwieriges, vielleicht Unüberwindliches; so möchte die Annahme DELKESKAMPS doch Geltung haben. Es müsste sich dann um so flache Rhomboeder handeln, dass ihre Vorragungen über die Krustendecke von der Schmalseite wie tafelförmig erscheinen, wie sie z. B. von St. Ingbert, vom Potzberg, Moschellandsberg, Mörsfeld in Spateisensteinkrusten vorliegen. Bei Annahme kohleusaurer Mineralwässer ist auch die Möglichkeit der Entstehung, sowie späteren Fortführung von Eisenkarbonat sehr naheliegend, obwohl wir vom Königsberg keine tatsächlichen Belege für seine Existenz haben (vgl. unten Kap. XVI S. 194).¹⁾

Die Erscheinung, dass in den erwähnten rauhen Oberflächen ganz grosser Kristalle eigenartige rundlich-ovale Vertiefungen sich befinden und in diesen grössere Kristalle wie kleinere Seitenzweige an jenen zum Auswachsen gekommen sind, ist noch kurz zu erläutern. Diese rundlichen Vertiefungen entsprechen Aufwölbungen der verschwundenen dünnwandigen Krusten der „Vorgeneration“, die auch wieder Vertiefungen auf ihrer Gegenseite hätten, in denen dann die erwähnten etwas kleineren Kristalle der Hauptgeneration nach der anderen Seite wachsen; dass nun zu beiden Seiten der Wände verschiedenes Grössenwachstum der von diesen weg in das freie Lumen hereinwachsenden grösseren Kristalle stattfinden kann, das ist selbstverständlich; es können die Entstehungsbedingungen zu beiden Seiten einer scheidenden Wand nicht immer die gleichen sein. Vielmehr wird die einer Seitenfläche des Hauptwachstums in einer solchen Gefügeanordnung abgewandte Seite einer wandartigen Vorragung auch die des geringeren Wachstums sein; sie kann vielleicht gerade durch den Zuzug des Lösungsersatzes beim Kristallisationsvorgang benachteiligt sein, deren geringster Betrag in den eigenartigen Vertiefungen eine selbständigere, aber viel geringere Kristallisation vereinzelter kleinerer Individuen ermöglicht.

10. Gegen 9. durch ein streichendes, schmales, mit Psilomelan verkittetes Baryttrümmergängchen getrennt, folgt eine ca. 42 cm breite Zone von seitlich durch zwei Bänder dichten, fleischroten Baryts begrenzter mittelkörniger Gangmasse, die jenseits des zweiten Bandes in eine 30 cm dicke Zone von Riesenkristallen übergeht, die einerseits an und für sich nicht geschlossen war, wie bei 9., andererseits noch die stärksten Anzeichen mechanischer Zertrümmerung besitzt. Die Drusenohlräume, sowie die Zerreiessungsspalten sind zum grossen Teil mit Psilomelan ausgekleidet und fest verkittet; auf diesen, sowie auf den nackt gebliebenen, auch mit den schon oben besprochenen Rauigkeiten versehenen Kristallflächen setzt sich eine letzte Generation von kleinen, säulenförmigen, weingelb durchsichtigen bis wasserklaren Barytkriställchen auf. Auch hier zeigt sich öfters ein alle Hohlräume mehr oder weniger stark bedeckender Roteisenrahm.

Als nicht unwichtige Einzelheiten dieser Zone seien noch folgende Tatsachen nachgetragen: die Zerdrückung und Zertrümmerung zeigt sich nicht nur in grösseren keilförmigen Klüften, sondern noch in einer feinen Zerklüftung der derben Barytmassen, die aber wieder zugeheilt ist; diese ganz schmalen Spaltfüllungen, deren Kriställchen nicht quer gerichtet sind, setzten aber ihr Wachstum wandartig in die Zwischenräume fort, besonders da, wo die Zersprengung scheinbar geradlinig über eine spitzwinkelige Raumnische hinüberzuschneiden scheint; sie erzeugen so daselbst ein grosszelliges Gefüge. Die Wände dieser Zellen werden nun oft von ganz dünnen Psilomelanschichten bedeckt, die sich dann bei seiner hier überall zu beobachtenden Neigung zu ganz vertikalen Stalaktitenbildungen, ebenso über die Ränder dieser Mittelwände hinaus fortsetzen und die Zellenwände ziemlich regelmässig verlängern; das Bild ist dann recht ähnlich dem des Zellendolomits, bei dem die schmalen Verkittungswände eines zerklüfteten Gesteins nach Auslaugung des ursprünglichen Schichtgesteins noch bestehen bleiben (vgl. Geogn. Jahreshfte 1901 S. 116), wenn diese Wände weniger auflösbar sind. Auch habe ich an einzelnen Stellen wirklich an derartige Prozesse gedacht; an anderen Stellen setzte sich diese Zellenbildung an die wohlausgebildeten Flächen und Kanten eines offenbar freigewachsenen Kristallteiles an, so dass dies, wenigstens soweit die Auflösung von Baryt in Betracht käme, nicht angenommen werden kann.

¹⁾ v. GÜMBEL erwähnt l. c. S. 109 am Moschellandsberg Spateisenstein, besonders als ältere, von Zinnober, dann von Amalgam oder Quecksilber überwachsene Bildung (vgl. unten S. 208).

An der Grenze gegen die nächste Randschicht, das Salband des Ganges, zeigen sich in ähnlichen grösseren Spaltenhöhlungen eines etwas feinkörnigeren Baryts ganz gleiche Netzzellenbildungen, die aber hier statt aus Psilomelan aus Hämatit bestehen; es sammelt sich dabei zunächst der dünnen Barytaderwände ein sehr feinkörniger, nicht orientierter Hämatit an, dessen letzte Schicht radialfaserig mit nierenförmiger Oberfläche die Innenflächen und Nischen der Zellenräume, dem Psilomelanwachstum ähnlich, aber in sehr zarter Ausbildung, auskleidet und teilweise erfüllt. Ganz im Anfang, jedenfalls vor diesen Entstehungen, zeigt sich hier und fast nur hier auch in einzelnen Bergkristallen noch SiO_2 -Ausscheidung,¹⁾ worauf über einer ganz schwachen Hämatitschicht, welche die feinen Endspitzen der Bergkriställchen bedeckte, eine feinkörnige, gemischt orientierte Barytkruste sich abgesetzt hat, welche sich infolge der feinen aber dichten Hämatiteinschaltung kappenartig ablösen kann (vgl. oben zu 8.). Zu erwähnen ist auch hier das in dem mit Hämatit verheilten Trümmerbaryt nicht seltene Auftreten der oben schon besprochenen zwillingsartigen Streifung auf den Spaltflächen verlängerter Barytkristalle und zwar senkrecht auf der Längsachse; hier wie andernorts lässt sich übrigens feststellen, dass die Barytzertrümmerung und die nachträgliche Verkittung nach der Entstehung dieser Streifen Platz gegriffen hat.

11. Das Salband des Ganzen gegen den östlich anliegenden Porphyrtagebau wird gebildet durch eine 25—30 cm starke Lage eines zum Teil unregelmässig porös-löcherigen, mit Eisenoxydhydrat festgebundenen, plattig sich absondernden Baryts, dessen Charakteristik ganz auf die unter 4. gegebene Gangschicht passt; die äussere Grenze ist eine 2—3 cm dicke Zone von gehärtetem Roteisenstein und Eisenerz, welche vorwiegend eine horizontale Rutschstreifung zeigt; diese Rutschstreifung wiederholt sich auf der Oberfläche zweier innerer Absonderungsflächen des plattigen Gefüges, welche das allgemeine Einfallen des Ganges und seiner Grenzfläche besitzen. Auf einem schön geglätteten Spiegel zeigte sich hier ausser diesen jüngeren, mit der unter 4. beschriebenen Schubfläche gleichsinnigen Bewegungsstreifen eine mit ihr unter 70° geneigte ältere Schubstreifung, welche von ersteren zum Teil ausgeglättet oder überstreift sind; diese Tatsache unzweifelhaft älterer und jüngerer Bewegungen auf derselben Fläche, deren Beleg durch ein schönes Handstück der geogn. Sammlung (wie bei allen hier angeführten Gangabteilungen) ermöglicht ist, bestätigt die oben unter 4. und 8. gegebenen Ansichten von einer der seitlichen Schubwirkung länger voraufgegangenen Radialbewegung und der an sie geknüpften Erklärungen gewisser Struktureigentümlichkeiten des Ganges (vgl. unten Profil: an den Hirtengärten). Die erstaunliche Frische, mit der beide Bewegungsanzeichen übereinander gesetzt sind, beweist die zeitlich verhältnismässig nahe Aufeinanderfolge dieser Perioden und die viel geringeren Druckverhältnisse der zweiten gegenüber denen, welche wir bei der ersten Bewegung anzunehmen gezwungen sind (vgl. oben 4., S. 175). Auch hier habe ich Stücke gesammelt, die zahlreiche, oft sehr unregelmässig ausgebrochene Barytkristallfragmente mit der mehrfach erwähnten Parallelstreifung auf Spaltflächen aufweisen; ein grösseres zeigt ausserdem unregelmässige Zerreibungen, nach denen jene Streifen etwas verschoben sind; diese häufen sich nach der 0,7 cm nahen Schubfläche und gehen offenbar von dieser aus; die streifige Parallelknickung gehört also einer älteren Periode der Gangzerdrückung an, während die jüngere Periode nur eine geringe Zerstückelung des randlich gelegenen Fragments verursacht hat.

Was nun das Nachbargestein des Ganges betrifft, so zeigt sich in 1—1,5 m Dicke zuerst ein mürber und zerrütteter, in einer (bis auf wechselnd stärkere und schwächere Kerne weniger zersetzten Gesteins) tonigen Roteisensteinumwandlung begriffener Porphyrtagebau; er ist von einigen von der erwähnten Schubfläche etwas flacher nach O. abfallenden tektonischen Klüften durchsetzt, zeigt noch Spuren der eigentlichen nach W. einfallenden, dem Porphyrtagebau angehörigen Hauptzerklüftung (vgl. Kap. XX). Diese wird je weiter von dieser Randregion, desto deutlicher, tritt auch an der entgegengesetzten Seite des Einfahrtsschlitzes zum Tagebau sehr nahe an den Gang heran.

Auf dieser Seite sind von C. BURCKHARDT eine Anzahl Proben zur mikroskopischen Untersuchung der Porphyrtagebauumwandlung gesammelt; hier zeigt sich in etwas grösserer Breite und ungestört von der Schubfläche, welche in den Porphyrtagebau selbst hineinzieht, eine normale Übergangszone, wie wir sie in allerdings schmalerer Entwicklung am westlichsten Salband des Ganges und in seinem Innern östlich von der mehrerwähnten Schubfläche unter 4. beschrieben haben, d. h. eine Zone Roteisensteinporphyrtagebau, dann eine Zone mittelkörnigen Baryts mit an Erz etwas reicheren Roteisensteineinschlüssen und einzelnen Streifen einer zersetzten Porphyrtagebau wie bei 7. Diese Zone fehlt

¹⁾ Vgl. oben die entsprechende Stelle unter 3). Ganz vereinzelt fand ich auf der Halde des 45 m tieferen Stollens (S. 187) auch Quarz in der Psilomelanausfüllung von Trümmerspältchen — offenbar aus gleicher Gangzone stammend.

aber an beiden westlich der Schubflächen liegenden Bändern, an denen wir dagegen die eingreifendsten Zertrümmerungsanzeichen beschrieben haben.

Dies lässt zwei Folgerungen zu: 1. dass die westlich der Schubflächen liegenden Randzonen in ihrer Mächtigkeit durch die tektonischen Vorgänge verringert sind, wie sie auch eine hochgradige Veränderung in ihrem inneren Bestand erlitten haben; 2. dass, da hier zwei selbständige Gangindividuen in einem Querschnitt mit gleichem Einfallen mit Resten des Nachbargesteins aneinander verschoben sind, diese Gangindividuen Teile eines ursprünglich einheitlichen Flächenverlaufs eines einzigen Gangkörpers von erheblich geringerer Stärke als beide Gangindividuen zusammen, aber nicht unter 5 m Einzelmächtigkeit darstellen; es wären diese Teile mit den Kennzeichen einer vertikalen Absenkung der östlichen Hälften aneinander gelagert.

Diese letztgenannte Ansicht dürfte schon wegen der andernfalls notwendigen Annahme eines sonst ausserordentlich grossen Ganglumens zwingend sein, besonders da in dieses Ganglumen dann von oben her nicht nur eine schmale Scholle unberührten Porphyrs, sondern auch eine solche einer Porphyrbreccie frei hängend hereingeragt haben müsste, wobei erstere nicht einfach von der in der Mitte reinen Barytbildung umwachsen worden wäre wie letztere, sondern eine selbständige Randübergangszone nach einer Seite gebildet hätte, was in gewissem Grade unwahrscheinlich ist; ebenso wäre es auffällig, dass die späteren Schubflächen gerade nur an der Westgrenze dieser Schollen angesetzt hätten.

B. Wir besprechen, ehe wir zu allgemeinen Folgerungen kommen, nun den etwas über 1775 m entfernten Tagebau O. von den Hirtengärten in, wie erwähnt, 32 m tieferem Niveau bei ca. 490 m ü. M. am Süden des Horngangs.

1. Das Salband der Nachbarregion des Ganges besteht aus einem nicht sehr zersetzten Porphyr, dessen Hauptzerklüftung, wie auf der Ostseite des ersterwähnten Tagebaus erwähnt ist, nach Westen einfällt; er ist von schwachen, mit Roteisenstein-, Psilomelan- und Barytausscheidungen erfüllten Gängchen durchzogen (etwa 1,5 m aufgeschlossen). Die kleinen Gängchen zeigen sich öfter aus Kristallen zusammengesetzt, die sich tafelförmig an den Flächen auf beiden Seiten anlagern; die mitgenommene Probe einer solchen Ganghülle zeigt unter der mit Rutschstreifen bedeckten Psilomelanhülle des Baryts eine trapezoidisch umgrenzte Spaltfläche eines Kristalls, die durch eine Diagonale eingeteilt ist; diese wird sowohl durch schwache körnige Unterbrechungen deutlich, als auch durch eine bemerkbare Erhöhung und verschiedene Spiegelung der Spaltfläche zu beiden Seiten; die Diagonale läuft unter einem spitzen Winkel auf die Rutschfläche aus und die dieser zugewandte Hälfte der Spaltfläche zeigt senkrecht zu der Diagonale die plagioklasartige Streifung. Die erwähnte Unterbrechung scheint hier die Ausbreitung dieser Streifen über die ganze Fläche hin verhindert zu haben. Ausserdem zeigen sich Schubflächen in Quetschspältchen mit tonigem Roteisenstein.

Die eigentliche Gangmasse beginnt mit:

2. einer 1 m mächtigen Porphyrbreccie mit sekundären Zersprengungsäderchen aus Baryt, zeigt aber auch zahlreiche, primär eingeschlossene grössere Einsprenglinge von Baryt, die in besonders schöner Weise an Spaltflächen die oben S. 176 besprochene plagioklasartige Streifung zeigt. Die Porphyrbrecciestücke sind zum grossen Teile eckig, aber auch etwas abgerundet; dies ist aber nicht einfach die Folge etwa einer starken mechanischen Zerreibung der Bruchstücke, als vielmehr davon, dass diese Stücke zu einem grossen Teil allmählich losgelöste Brocken der Porphyrmasse sind, die auf der älteren Zerklüftung eine die Ecken abrundende Randzersetzung erfahren haben¹⁾; solche Randzersetzungsteile um ziemlich scharf begrenzte Kerne, wie solche unter 1. beobachtet wurden, schälen sich leicht ab. Die Bruchstücke sind als intakt gebliebene Kerne noch relativ wenig zersetzt, in hellweisslich bis grünlicher Farbe erhalten und durch das feste Bindemittel vor weiterer Zersetzung bewahrt. Das Bindemittel ist intensiv dunkel rotbraun und für die Untersuchung unter dem Mikroskop schwer aufzuhellen; trotzdem man keine Barytkriställchen sieht, hat

¹⁾ Vgl. hierzu Geogn. Jahreshefte 1901 S. 87 und zu den dortigen Bemerkungen den Aufsatz von C. CHELIUS in Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. 48 1896 S. 645. Es ist im vorliegenden Falle natürlich schwer zu entscheiden, ob die Randzersetzung und die Bildung des Bindemittels einer niedergehenden Verwitterung oder einer Zersetzung unter dem Einfluss der salinischen Mineralwasser zu verdanken ist; wahrscheinlich waren beide Faktoren tätig und steigerten sich bis zur Bildung völlig weisser Tonkluffüllungen (vgl. Anhang).

die chemische Untersuchung von A. SCHWAGER 3,08 % Baryt darin nachgewiesen.¹⁾ Ebenso wie nun die eingeschlossenen grösseren Barytgruppen ziemlich regelmässige Umgrenzung haben, in der Nähe ihrer jetzigen Lage entstanden sein dürften, dabei von der Breccienbildung umhüllt wurden, so legt der Barytgehalt des sonst ganz intakten Bindemittels die dauernde feine Barytausscheidung während der Breccienbildung, die sicher hier noch am Ort ihrer Entstehung sich befindet, nahe.

Das Ganze ist abgeschlossen durch einen 5 cm starken Barytgang, dessen östliche Grenzfläche stark ausgeprägte, schwach nach N. einfallende Schubstreifen trägt, also Bewegungsfläche war; dies beweist auch

3. die offenbar tektonische Wiederholung von 1. und 2. in einer Gesamtmächtigkeit von 80 cm mit vereinzelt inneren Bewegungsflächen mit Schubstreifen und einer sehr deutlich ausgeprägten Schubfläche an der östlichen Grenze der Porphyrbreccie; alle Schubstreifen sind hier horizontal.

4. 40—60 cm undicht geschlossener mittelkörniger Baryt, an einzelnen Stellen sogar grosskörnig. Die freien Enden der meist mehr stengeligen Kristalle sind mit Psilomelan überkrustet, der wie bei 1. auch stalaktitische Bildungen erzeugt; viele wasserhelle Kriställchen, die sich leicht lösen, sind Fortwachsungen in späterer Zeit der Gangbildung (vgl. unten); die Kristalle sind quer gestellt, oft aber auch mit den Tafelflächen der Gangfläche nach gerichtet.

Zunächst der Grenze nach 3. — also nach der westlichen Störungsregion zu — zeigt sich eine an anderen Stellen des Gangs, der hier an 15 m Länge aufgeschlossen ist, wieder verwachsene Schubfläche mit vertikalen Schubstreifen und zunächst seinem Durchstreichen Hämatit und mit Roteisen intensiv ziegelrot gefärbte, gehärtete Tonputzen.

5. Zum Teil mit 4. ursprünglich verwachsen, zum Teil aber auch durch spätere Schubspalten (mit horizontalen Streifen!) abgelöst, folgt ein regelmässiges, steil gangartig nach Osten einfallendes, sonst fast schichtartiges Lager einer Porphyrbreccie mit einzelnen Barytkristallen wie bei 2. von 40 cm Mächtigkeit; eingeschaltet ist in der Mitte ein regelmässiger Barytgangzug von 12 cm; die Breccie zeigt auch hier ein sehr intensiv rotes, festes Bindemittel (vgl. 1. und oben S. 176, 8).

6. In normaler Anlagerung 90 cm grosskörniger Baryt von übrigens ungleichmässigem Korn, an der Hangendgrenze stellt sich ein schmaler Schollenrest ziemlich dichten, stellenweise etwas brecciös zerrütteten und wieder ohne deutliches Bindemittel gefesteten Porphyrs ein, der aber sofort wieder nach dem östlichen Hangenden zu von einer Horizontal-Schubfläche schief abgeschnitten ist.

7. 30 cm durch Schubspalten dickplattig abgesonderter Baryt, der zum Teil dicht und feinkörnig zum Teil mit dicken Quergängen aus dem Nächsthangenden damit derart verwachsen und gleichgebildet ist, so dass man an gleichzeitige Erfüllung von sekundären Querspalten denkt; die Art der Absonderung erinnert stark an das unter 4. S. 175 und 10. S. 179 Mitgeteilte vom nördlichen Tagebau; eine sehr starke Horizontalschub-Fläche beschneidet deutlich diese Partie und setzt sie gegen das Nachbargestein ab.

8. Dieses ca. 3,75 m von der westlichen Gangseite entfernte Gestein ist ein zuerst etwas brecciös zerrütteter, aber ohne bemerkenswertes Bindemittel wieder zusammengeheiltes, nach innen sehr bald aber völlig dichter Porphyr von braungrüner Farbe in 1,10 m Mächtigkeit; es hat in erhöhter Masse den Charakter des Nachbargesteins an der Westgrenze, viele Roteisenstein- und Psilomelanäderchen und ist durchschwärmt von einer grossen Anzahl quer, schief und längs gerichteter Barytgängchen bis 10 cm Dicke. Diese Zone entspricht in vieler Hinsicht der unter 5. S. 175 beschriebenen Zone des nördlichen Tagebaus und hat auch nach Osten eine 15—20 cm starke, in toniger Roteisensteinumwandlung begriffene Übergangszone. Im Verfolg des Ganges ca. 10 m nach N. zu wird diese Zone bis 3,5 m breit und erscheint, da sie dort etwas oberflächlicher aufgeschlossen ist, schon aus diesem Grunde wesentlich mürber.

9. 30 cm luckiger Baryt mit vielen Psilomelankrusten, hier in deutlichster Weise an 4. erinnernd. 10 m weiter nach N. zu wird dieses Ganglager 70 cm mächtig und ist stark von hellgelbem Ockerton mit grösseren knolligen Psilomelanausscheidungen durchsetzt. Hier zeigen sich in den Barythohlräumen auch die selteneren krustenartigen Hämatitausscheidungen mit faseriger Struktur und traubenförmiger Oberfläche, zum Teil im Anschluss an kleine Ansammlungen sehr feinkörnigen Hämatits ohne einheitliche Orientierung der Teilchen; diese Unterkrustung schliesst sich auch hier wie bei 10. S. 179 an kleinere Ausscheidungen der jüngeren Barytgeneration an.

¹⁾ Es wurden weiterhin 68,35 % SiO₂ — nach Ausschluss des Barytgehaltes 70,46 % — nachgewiesen, ein Gehalt, der mit der Normalzusammensetzung des Felsitporphyrs übereinstimmt.

10. Porphyrbreccie (0,20), ebenso an 5. erinnernd, jedoch ohne eingeschalteten Barytgang; hier zeigt sich eine starke Schubfläche, deren Schubstreifen mit ca. 30° nach S. einfallen. Weiter in der Gangverlängerung nach Norden zu tritt an Stelle der Porphyrbreccie ein sehr mürbtoniges, Roteisenreiches Porphyrgestein mit reichlichen Psilomelanknollen und vielen undicht geschlossenen Barytausscheidungen. Hier tritt in auffälligerer Weise als in den beiden vorhergehenden Abteilungen jene eigentümliche specksteinähnliche Masse hervor, welche v. GÜMBEL, Neues Jahrb. für Mineralogie etc. 1878 S. 387, mit Analysen von A. SCHWAGER als Horntonstein beschrieben hat; sie ist an diesem Ort gelblich, rötlich und ganz weiss, tritt in den Höhlungen der Psilomelandrusen als jüngere Masse auf, wird aber auch von Psilomelan unmittelbar überkleidet; das gleiche gilt von Barytdrusen dieser Zone. Die Erhärtung des Horntonsteins stammt jedenfalls aus der weiteren Periode der Psilomelanausscheidungen; sie dürfte im grossen und ganzen unter Verkieselung von teilweise entfärbten, tonartigen Massen vorgegangen sein. Weisse und rote Tone kommen im Königsberger Gangsystem sowohl gebändert nebeneinander als ganz getrennt voneinander vor; es weist dies auf intensivere Differenzierungsprozesse als am Potzberg hin, wo auch die übrigen Gesteinsmetamorphosen fehlen und die Gangart vorwiegend ein fahlgrauer, weicher Ton ist.

Von Interesse ist eine grössere Barytdruse, welche als jüngere Kruste mit nicht kleinen Kristallen auf älterer, körniger, dichtgeschlossener Barytunterlage aufsitzt und unregelmässige Vertiefungen einheitlich, jedoch mit verschiedener Kristallgrösse überkleidet. Diese Druse ist noch z. T. mit dem Horntonstein ausgefüllt, der in der spätesten Verschiebungsperiode, welche den Gang betroffen hat, in ganzer Masse in einer Hauptrichtung in Bewegung geriet, jedoch an Vorragungen auch andere Richtungen angenommen hat. Diese Bewegung in der ganz feinen, specksteinartigen Masse ist über die kurzen, dicken, fast würfeligen Kristalle hinweggegangen, im wesentlichen ohne sie zu brechen, dagegen sind die Kanten und Ecken nicht nur in auffälliger Weise zugerundet, sehen fast wie angeschmolzen oder angelaut aus, sondern es zeigte sich auch da, wo die Zwischenräume zwischen den Kristallen mit Horntonstein ausgefüllt sind, dass die Schubflächen auf Kristallflächen übergehen und die ganz zarten Schubstreifen ununterbrochen von einer zur anderen Fläche hinübergreifen. An einzelnen Stellen erkennt man auch, dass die so geglättete Fläche am Kristall eine angeschliffene, nicht ganz regelmässig gebrochene Spaltfläche ist. Interessant ist, dass die unter grossem Druck stehende Bewegung die in allen Ecken und Tiefen befindliche Horntonsteinmasse ganz gleichmässig in Einzelschüben bewegt und gleichmässige Folgen erzeugt hat; die erwähnten Schubstreifen konnten nur dadurch entstehen, dass Spaltstückchen von Baryt von dem Tonstein mitbewegt wurden; denn selbst die gehärtete Horntonsteinmasse hat hier geringere Härte als Baryt.

11. Gegen die vorhergehende Masse in scharfer Abspaltung und offenbar mit Schubfläche abgesetzt, zeigt sich östlich eine 1,50 m starke Barytmasse, die sich besonders nach der scharfen westlichen Grenze als ein reichlich mit feinen und gröberen Psilomelanäderehen durchsetzter Trümmerbaryt kennzeichnen lässt; in der Mitte sind einzelne Züge reineren Baryts zu erwähnen; die östliche Grenze ist eine scharf abgesetzte Schubfläche gegen

12. 40 cm Porphyry von grünbräunlicher Farbe; er ist durch eine quere Horizontalschubfläche am Abbruchrand ausgezeichnet und keilt nach N. zu aus.

13. 90 cm mit einzelnen Gängen brecciosen Porphyrs durchsetzter Baryt; an dem Westrand zeigen sich zahlreiche Psilomelanausscheidungen, anschliessend an die Nähe einer innerlichen starken Horizontalschubfläche; die weitere Barytmasse ist ziemlich grosskristallinisch und erinnert sehr an 9. S. 177 des Profils an der Nasedell. Die Struktur ist nicht geschlossen; Riesenkristalle zeigen auch hier, besonders auf einer Seite, die eigentümlichen Aufwachungsabgüsse; Psilomelanausscheidungen sind spärlicher und überkrusten auch letztere; es zeigen sich hier sehr häufige Barytfortwachungen jüngerer Generation, welche zum Teil über dünne jüngere Psilomelankrusten seitlich etwas hinüberwachsen; die Kristalle jüngerer Generation sind auch hier alle glashell und meist von geringer Grösse; diese Erscheinung ist hier am deutlichsten und schönsten ausgeprägt.

Diese Masse wird ausserdem durchsetzt durch drei parallele Vertikalschubflächen mit weniger steilem Einfallen nach Osten, als es die Gangflächen zeigen, erstere mit 55—60°, letztere mit 70°. Die Schubstreifen sind im grosskristallinen Baryt ausgezeichnet ausgeprägt; doch sind sie stellenweise durch spätere Prozesse verändert, zum Teil mit Psilomelan und Eisenoxydhydrat überkrustet, ja sogar mit einem Filz ganz feiner Barytkriställchen als Fortwachsung besetzt, endlich sind zum Teil die alten Berührungsflächen bis 3 cm weit voneinander getrennt und mit weissem Letten erfüllt; an einzelnen Stellen ist ein weisser Ton als ältere Kluffüllung (?) oder Kristalllückenausfüllung (vgl. S. 177 9.) mit in die gleiche Schubbewegung gezogen und es haben sich in dieser vorher

zu Hornstonstein gefesteten Masse¹⁾ noch Barytkriställchen der mehrfach erwähnten zweiten Barytgeneration ausgeschieden. Dies alles beweist die ältere Entstehung der vertikalen Schubwirkung, wofür wir auch von der Nassedell einen Beweis erbringen konnten.

14. 1,5 m grünlicher bis rötlich grüner Porphy mit zum Teil brecciöser Zertrümmerung, teils noch mit ganzem Gestein; er ist mit Barytädern sowie Gängchen mürber Roteisensteinumwandlung durchsetzt und erscheint als eine umwachsene, in das Ganglumen von oben und Norden hereinhängende Scholle; er hat auf seiner östlichen Seite eine Barytzone von 0,50 m; da wo der Porphyr auskeilt, wird das Barytmittel über 1,10 m stark; dieser begrenzende Baryt ist gegen den östlich liegenden Porphy mit einer Horizontal-Schubfläche abgesetzt.

15. Jenseits der Schubfläche erscheint ein schmales Band eines zart rosafarbenen Grenzletzens, sodann ein nur wenig zersetzter Porphy, der etwas weiter nach dem südlichen Ausstreichen des Ganges in eine normale Randübergangzone mit Roteisensteinermürbung und einer Porphyrbreccie ausläuft; die Porphyrscholle selbst ist hier 0,80 m mächtig.

16. Nochmaliges Erscheinen einer brecciösen Randzone mit starkem Bindemittel in 1 m Stärke, bei 30 cm ein Barytgängchen. Daran anliegend mürber Porphy, der in 50 cm Entfernung von der Breccie ein 10 cm starkes, nach Osten mit 70° einfallendes Barytgängchen, welches im Hangenden angelagert noch eine Porphyrbreccie enthält.

Wir geben eine allgemeine Charakteristik dieses Gangaufschlusses: Es zeigen sich in der etwa 10,5 m starken, „mittleren“ Abbaubreite deutlich zwei Hauptgangabteilungen, die eine 3,75 m von der westlichen, die andere 4,70 m von der östlichen Ganggrenze ab gerechnet; beide sind getrennt durch ein 1,20 m bis fast 4 m starkes Zwischenmittel, das besonders nach der Westseite zu durch eine scharfe Horizontal-Schubfläche abgesetzt ist; hierbei sind in der östlichen Hälfte nicht hinzugerechnet die Porphyreinschaltungen von 1,90 m, die nicht als eigentliche Wachstumsausfüllungen zu betrachten sind; zieht man von letzteren noch 1,88 m bzw. 1,50 m Porphyrbreccie ab, so hat man auf der Westhälfte 1,87 m und auf der Osthälfte 2,30 m reine Barytformation. Vergleicht man hiernach die Gangbreite der westlichen Ganghälfte an der Nassedell, die ohne Porphyrbreccie ist, mit der westlichen hier unter Abzug der Breccien, so hat man die Gangbreiten 1,87 gegen 2,05 m, während die östlichen Hälften einschliesslich Breccien mit 4,70 gegen 4,85 m stehen; gewiss ist dies eine bemerkenswerte Analogie, die es uns mehr als wahrscheinlich sein lässt, dass man es hier in über 1750 m Entfernung mit derselben Art der Zweiteilung zu tun hat, welche hier wie dort eine tektonische Ursache zu haben scheint; wir konnten auch bei der Spezialbeschreibung auf verschiedene einander entsprechende Lager in beiden Hälften der zwei Abbaustellen hinweisen.

Tektonische Anzeichen haben wir in der Tat erwähnt und zwar die einer jüngeren Periode mit vorwiegend liegenden Schubstreifen, also solchen des Seitenschubs, der hier wie dort an der wieder gefesteten Zertrümmerungsmasse einer älteren Störungsperiode, ohne weitere mineralische Veränderungen zu erzeugen, lediglich dislozierend gewirkt hat; die ältere Periode, deren Zertrümmerungs- oder Schubwirkungen durch die ihr nachfolgenden mineralischen Umänderungen an dem nördlichen Tagbau zum grossen Teil wieder verheilt, ja sogar verwischt sind, lässt sich hier noch ziemlich deutlich mit ihren vertikalen Schubstreifen nachweisen; Schubrichtungen zwischen beiden Hauptrichtungen sind ganz vereinzelt vorhanden, aber annähernd der einen oder anderen Periode als notwendige Ablenkungen von den Hauptrichtungen zuzuteilen.

¹⁾ Diese Festigung mag hier zum Teil auf lokale Kieselsäureausscheidungen von der Art und dem Alter der unten S. 185 zu 10. S. 182 ausgeführten Prozesse zurückgeführt werden, könnte also der ältesten Verwerfungsperiode sehr wohl schon vorhergegangen sein.

Die ältere Verschiebungsperiode hat nun nach allem den Gang schon in seiner vollen Ausbildung betroffen; das ihr nachfolgende Gangwachstum steht mit seinen mineralischen Ausscheidungen, besonders bezüglich des Baryts, in keinem rechten Verhältnis zu der ersten Ausfüllung. Die grosse Vertikalstörung hatte darnach den Gang in ganzer Länge ziemlich gleichmässig und in etwas schwächerer Neigung der Verschiebungsfläche durchsetzt. Diese Störung kann nur eine Radialstörung gewesen sein, denn kein Seitenschub könnte innerhalb der beiderseits gleich lang erstreckten Porphyrmasse zwei gleich lange, ursprünglich hintereinander gelagerte Gangtrümmer nebeneinander schieben, das ist ganz ausgeschlossen. Es liegt nahe, diese Störung mit der von Südsüdosten auf den Königsberg auslaufenden Senkung in Zusammenhang zu bringen, wenn auch ihre ganze Sprunghöhe hier kaum zur Auslösung gekommen sein dürfte. — Wir haben somit Anzeichen dafür, dass diese Verwerfung den Gang betroffen und in ihn eingelenkt hat, jedoch keine, dass der Gang durch diese Verwerfung entstanden ist.

Da die Verschiebungsart und ihr Mass an dem höher gelegenen nördlichen Punkt ähnlich ist, wie am südlichen in tieferem Niveau, so scheint die Sprunghöhe sich nach N. vermindert zu haben, was vielleicht durch die naheliegende Formationsscheide derart verstärkt wurde, dass die nördliche Bergbegrenzung nichts von einer Verwerfung erkennen lässt.¹⁾

Es gilt nun für das Alter der Verwerfungen Anhaltspunkte zu gewinnen. Der Gang weist auf ein Verwerfungsgebiet hin, in dem ausser prätriadischen auch tertiäre Vertikalabsenkungen noch zu beobachten sind, die aber gerade südl. vom Königsberg sowohl nach Osten als nach Westen durch einen streichenden Sprung abgelenkt werden. Die tertiären Vertikalbewegungen kommen ausserdem deswegen nicht in Betracht, weil ihnen in unserem Gebiet grössere Seitenbewegungen überhaupt nicht mehr gefolgt sind; das gleiche gilt von den prätriadischen Senkungen. Dann kann die schwache prätertiäre Triasfaltung so massenhafte kleine Dislokationsbewegungen nicht verursacht haben; man wird daher auf die Kontraktionsbewegung nach der mitteloberrotliegenden Störungsperiode hingewiesen, welche am Rande des Permkarbonsattels noch die oberrotliegenden Sedimente gefältelt hat²⁾ und ein Nachläufer der Hauptsattelbildung war. Darnach wäre die ältere, den Barytgang durchsetzende Störung aber der Periode vor Ablagerung der Waderner Schichten zeitlich gleichzusetzen. Diese beiden Störungszeiten haben auch untereinander den erforderlich geringen Zeitabstand, ebenso schliessen sie sich an die Eruptions- und Intrusionsperioden so eng an, dass eine diesen beigesellte Tätigkeit mineralisierender Thermen am leichtesten verständlich ist.

Was nun die Art der Mineralisierung betrifft, so hat man an diesen Stellen für die älteste Periode des Gangwachstums kein sicheres Anzeichen für andere Ausscheidungen als Baryt. Psilomelan hält sich durchaus an die von Baryt nicht

¹⁾ Wie man die Verwerfungsfortsetzung auch auffassen mag, immerhin musste dieser Formationsscheide d. h. der Eruptivmasse im besonderen, die Rolle zuerkannt werden, grössere tektonische Bewegungen aufzufangen und an ihren Grenzen in viele kleine Schubwirkungen ohne grössere Dislokationen zu zerteilen und aufzulösen (vgl. S. 150—152).

²⁾ Es kann dies dadurch als erwiesen gelten, dass prätriadische, d. h. vom Buntsandstein überdeckte Störungen die flachen Mulden und Sättel dieser Störungsperiode schon verworfen haben, dass die überkippten Teile dieser Zone von der Trias gleichmässig mit nicht überkippten transgrediert wurden (vgl. S. 106—109).

mehr geschlossenen Zwischenräume; wie er aber auch tatsächlichen Trümmerbaryt wieder verkittet, wirkliche Spalten zuheilt, so kommt er in einfacher Zwischenlücken-Überkrustung hauptsächlich in der Nähe der grossen Spaltengebiete vor und beweist somit, dass er durchaus einer jüngeren Phase des Gangwachstums angehört; in dieser jüngeren Generation kommt er auch gleichzeitig mit Baryt vor und wird von ihm überwachsen; er wird auch in ihr von sehr viel seltenerem, aber ähnlich wachsendem, reinerem Hämatit begleitet. Bemerkenswert ist, dass da, wo bei dem Fehlen grösserer Zerspaltungen der Psilomelan nicht hindringt, doch Baryt sowohl in deutlich abgesetzten Fortwachsungen als auch in völlig neuen Aufwachsungen noch auftritt. Nirgends habe ich im Tagebau in den Hirtengärten Spuren irgend einer selbständigen Ausscheidung von Kieselsäure beobachtet, wenn auch die Horntonsteinbildung wohl unter Silifizierung vorging.

Wir haben sicher in den Kluftspalten CO_2 -haltige Wasser mit Salzen, die auch geeignet sind, den Porphyr zu zersetzen, wie dies das Nachbargestein in hohem Grade beweist. Es bilden sich dabei Alkalikarbonate und -Silikate, die (vgl. R. DELKESKAMP, l. c. 1900 S. 28) lösend auf Baryt wirken. Wenn DELKESKAMP weiter bemerkt, dass gemischte Lösungen von kohlen-sauren und kieselsauren Alkalien gleichzeitig lösend und fällend wirken, und Alkalisilikate durch CO_2 unter Abscheidung von SiO_2 zersetzt werden, so hätte man in dieser Region der Barytausscheidung auch durchaus lokale Ursachen zur Silifizierung ohne auf Vorhandensein gelöster Kieselsäure zurückgehen zu müssen, das für den ganzen Gangverlauf zu gelten hätte. Vielleicht sind auch hierauf die an einzelnen Stellen erwähnten Quarzausscheidungen zurückzuführen. Es hat nicht den Anschein, als ob die Umwandlung des Tones in Horntonstein etwa alleinige Folge der an ihnen sich so häufig erweisenden Druckwirkungen ist, da die Umwandlung auch sicher ausserhalb jeder Anwesenheit von Rutschanzeichen auftritt, andererseits auch bei tatsächlichen Schubanzeichen jede Erhärtung fehlt (vgl. S. 188 D).

Wenn wir uns nun eine Vorstellung von dem Gang vor seiner Ausfüllung bilden wollen, so müssen wir uns zuvörderst über die Wirkung der beiden Störungsarten Rechenschaft geben: Wenn die vertikale Verschiebung mit stärkerer Sprunghöhe die alte Gangweite zu verdoppeln strebt, so ist diese Vermehrungsart bei den zahlreichen nicht ganz streichenden Horizontalschüben im Streichen des Ganges sicher in nur ganz geringem Masse eingetreten; hier hat man überall zwar auch den Eindruck, als ob von den Lagen an den Schubgrenzen einerseits Teile ganz eliminiert und andere vorgeschoben seien, man hat aber, abgesehen von der unter 3. S. 181 erwähnten Wiederholung, nirgends den Beweis oder die Andeutung einer stärkeren Einschaltung in die Breite aus der Länge heraus; öfters ersieht man dagegen, dass die Verschiebungsflächen von den Grenzen der Gangbänder etwas abbiegen, dass die benachbarten Lagen ursprünglich normal miteinander verwachsen waren, die geringen Schubwirkungen also sich mit Vorliebe an den verschiedenen Faciesgrenzen der Gangzusammensetzung gehalten haben. Im allgemeinen ist aus dem Mächtigkeitsvergleich der stärker gestörten westlichen und der östlichen Hälfte zu schliessen, dass jene gewiss eine grosse, sehr wahrscheinlich auch die östliche der beiden Hälften eine Einbusse an ursprünglicher Gangmächtigkeit erlitten haben, wie wir dies auch unter Einrechnung der deutlichen Zertrümmerung und späteren kompakten Zusammenpressung und Festigung von ursprünglich undicht und luckig geschlossenen Kristallisationsmassen bei dem nördlichen Aufschluss schliessen mussten. Diese Verminderungsvorgänge haben in besonderer Weise die westlich liegende Gangeinzelheit betroffen, an welcher die östliche auf geneigter Fläche abgesunken ist. Ich umfasse indessen hier unter Gangeinbusse nicht nur etwaige substantielle Verminderungen durch Schleppungsverluste und Kompressionen, sondern auch die mehr örtlichen Verminderungen, in denen allein durch die Art der Verschiebung auf schwacher geneigter oder

nicht streichender Klufffläche östlich eine obere vollmächtige Gangeinzelheit lediglich neben einem Teil der Mächtigkeit der westlichen Gangeinzelheit angelagert sein kann.

Das Bild des Ganges vor seiner Erfüllung ist das einer sicher bis zu 5 m breiten Weitung, in welche von beiden Seiten flache und von oben zum Teil feste, zum Teil lockere, mit dem Nachbargestein noch verbundene streichende Ablösungsschollen oder -platten hereinragten, von denen also einige bei weiterer Entfestigung des Nachbargesteins sich loslösen und in das Ganglumen hereinstürzen konnten. Es ist dies das Bild einer starken Zerreißung im Sinne gewalt-samer Klufferöffnung; hiermit ist natürlich auch eine Erschütterung des Zusammenhalts der ursprünglichen Erstarrungszerklüftungen des Porphyrs im kleinen verbunden, die durch die Zersetzungswirkungen vom Gang aus gefördert werden, so dass zu gleicher Zeit mit einem allmählichen Niederführen von nicht mehr eckigen Porphyrstückchen auch eine nicht unbedeutliche Menge tonig zersetzten, mit Roteisen geschwängerten Porphyrschlammes auftritt, wie ihn sog. Porphyrkonglomerate (durch die stärkere und unbeschränkte Verschwemmung der feineren Teile an der subaërischen Oberfläche von Porphyrgebirgen) seltener aufweisen (vgl. Nachtrag).

Auf diese Weise entstehen Porphyrbreccien schon in der liegendsten Region des Ganges mit Einschluss vereinzelter grösserer und kleinerer Barytkristallgruppen, welche in ihrer Umgrenzung und der Art ihres Einschlusses jeden Gedanken an die Annahme einer Reibungsbreccien-Entstehung weit abweisen; dieser Vorgang wiederholt sich mehrfach während des Gangwachstums, besonders an der Liegendfläche; wir haben fast völlig den Charakter einer Sedimentierung unter Beihilfe eines an einer steilen Fläche sich langsam bewegenden schlammigen Wassers.

Es wurde nun auch wahrscheinlich gemacht, dass der Gang mineralisch von beiden Seiten aus wächst; es könnten aber an der steilen Hangendfläche dabei keine Breccien entstehen; doch haben wir daselbst an einer gewissen Strecke eine deutliche Breccie mit Bindemittel erwähnt, was auf eigene Weise seine Erklärung finden muss. — Wir erwähnten nun jenseits der Hangendgrenze unter 16., etwa 80 cm von ihr, ein erneutes Auftreten der Porphyrbreccie, welche lediglich eine Parallelspalt-Füllung im Innern des Nachbargesteines ist; entweder waren die Verhältnisse jenen bei 15. S. 183 ähnlich, so dass sich am Rande eine Gangporphyrlatte loslöste und daher die schon etwas gefestete Spaltfüllungsbreccie nun von der Barytbildung sofort überdeckt wurde, oder dass sich durch analoge Vorgänge der Baryt selbst von der Hangendgrenze loslöste und die entstandene Lücke sich darauf mit einer Breccie erfüllte. — Gleiches dürfte für das unter 16. angeführte Barytgängchen der Fall gewesen sein, das im Hangenden eine Porphyrbreccie trägt. Hier ist es auch in ganz besonderem Masse zu erkennen, dass die Breccie keine Reibungsbreccie genannt werden darf.¹⁾ Entweder hat sich eine Kluff nach Bildung der Breccie als Spaltausfüllung an deren Liegendseite geöffnet und es wurde hier Baryt abgesetzt, oder es lüpfte sich ein Barytgängchen an der Hangendfläche, worauf die Lücke dann mit Porphyrgrus und -Schlamm erfüllt wurde; solche Ablösungen sind in erster Zeit der Gangbildung noch sehr leicht möglich.

Wir haben daher nicht den geringsten Anlass, anzunehmen, dass die Spaltfüllung mit Porphyrdetritus auf eine andere Weise entstanden ist, als auf einfache Ver-

¹⁾ Das gleiche gilt für die Einschaltung des Porphyrikonglomeratbrockens in der östlichen Hälfte des Profils an der Nassedell.

witterung und Zersetzung mit allmählicher Abbröckelung einer vorher zerrütteten Porphyrmasse zu Seiten des weiten Ganglumens unter erheblicher Mitwirkung von unter starkem Druck von oben niedergehenden und zur Seite gedrängten Schlammes. Während wir dies zum Teil der Wirkung von vadosen Wassern, die auf den spezifisch schwereren Mineralwassern lasten und sich schwer mit ihnen vermischen (S. 167 u.), zuzuschreiben haben, müssen wir die Barytausscheidung ganz und gar auf die aus der Tiefe aufsteigenden „juvenilen“ Wasser zurückführen; wir befinden uns hier wohl in einer Vermischungszone, wo bald das eine, bald das andere überwiegt, d. h. der wechselnde Auftrieb von unten die massenhafte Versenkung, besonders feinerer, suspendierter Teilchen aus höheren Lagen sicher zum Teil unter dem Einfluss vadosen Wassers in diesen Höhen bald gestattet, bald völlig unmöglich macht, dann aber die mineralischen Ausscheidungen in auffälliger Reinheit der Substanz begünstigt. Es ist wohl kein Zweifel, dass die erzgangbildenden Mineralwässer stark salinisch waren und hierbei die seitlich verdrängende Wirkung starker Solen auf die tonigen Schwebeteilchen in Wirksamkeit trat, auf welche OCHSENIUS (Barrenwirkungen, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1893 S. 228) aufmerksam macht.

Es ist zum Schluss noch auf die auffällig starke Ansammlung von Horizontal-schubflächen durch die ganze Gangbreite hindurch an dieser Abbaustelle aufmerksam zu machen, während sich am Tagebau Leihrech-Nassedell nur zwei regelmässiger und scharf ausgeprägte, auf die Ostgrenze der beiden Gangteile beschränkte erkennen lassen.

C. In einem nach Vermessung des Herrn Markscheider PETERMANN 45 m unter der Nassedell liegenden, zur Barytgewinnung wieder aufgemachten alten Stollen wurde nach seiner Mitteilung, was auch aus dem Liegenden an der Halde ersichtlich ist, das reinste und somit auch das meiste Material gewonnen; der Gang soll hier noch beinahe 5 m breit sein. — Die tektonischen Wirkungen scheinen sich hier mehr als in oberer Teufe bei der dichten Packung der Masse ganz auf den Rand beschränkt zu haben; so sind damit auch die das Material nachträglich verunreinigenden mineralischen Absätze von dem Körper des Ganges abgehalten worden.

Da der Abbau auf dieser Sohle neuerdings wieder aufgenommen wurde, war es möglich, die Gangverhältnisse zu besichtigen.

Die Gangmasse ist ein ausserordentlich einbeitlicher, meist dicht geschlossener weisser Baryt von durchgängig grossem Korn mit seltener roter Bänderung bei kleinerem Kristallkorn und vereinzelt schwachen Spalt-Lückenfüllungen mit weisslichem Ton; seltener sind rötliche Zwischenverunreinigungen; die freien Oberflächen zeigen sehr häufig gute Kristallbegrenzung; vereinzelt sieht man auch die rauhen Flächen mit feinen Überwachungsspuren. Die plagioklasartige Streifung ist auch hier häufig und sehr deutlich; die Zerdrückung der grossen Kristalle lässt dünne Kluftausfüllungen entstehen, die sich geradflächig über die Kristallfläche fortsetzen und die Zwischenräume zellenartig ausbauen (vgl. S. 178).

Psilomelan ist hier sehr selten und in geringem Masse ausgeschieden; Hämatit desgleichen, in gewissen Regionen jedoch sehr fein verteilt; einzelne Eisenoxyhydratkrusten fanden sich auf der Halde. — Quarz zeigt sich etwas häufiger: 1. In ganz kleinen Kriställchen von reinem Baryt rings umwachsen, 2. in ganz schmalen Kristallzwischenräumen oder auch Zertrümmerungsklüftchen mit Hämatit; das Vorkommen scheint auch hier mehr die randlichen Gangpartien zu kennzeichnen.

Die zweite Barytgeneration ist wohl erkennbar; doch fehlte es im allgemeinen an Raum zu ihrer Entfaltung; besonders schön sammelte ich sie auf einer Eisenoxyhydratkruste aufgewachsen.

Das Salband des Ganges besteht aus einer bis 15 cm dicken, gehärteten weissen Tonmasse, welche man als Hortonstein nach v. GÜMBEL bezeichnen kann; sie ist durchspickt mit grösseren und kleineren Barytkristallen älterer Generation mit nicht mehr frischer Oberfläche und vereinzelt kleinen Barytsäulchen jüngeren Wachstums, die in voller Frische herausbrechen.

Diese Masse ist besonders an der Westgrenze in ganzer Dicke durchsetzt von Rutschflächen mit nur liegenden Rutschstreifen, welche auch auf die eingeschlossenen älteren Baryte Eckenrundend und die Oberfläche trübend übergreifen.

Der Porphyry ist ziemlich scharf gegen diese Gangmasse abgesetzt, mehr mit weisslichen als rötlichen Kluffüllungen durchzogen (anfangs mehr klotzig brecciös, jedoch nicht umgelagert, wie dies von den Tagebauen erwähnt wurde); es tritt vom Gang entfernt die nach W. einfallende Hauptzerklüftung entschiedener auf. Der zum Aufschluss des Ganges benutzte alte Stollen tritt von O. an ihn heran, durchsetzt ihn und zieht sich an seinem Liegenden hin; ein kleines Barytgängchen erscheint östlich vom Gang in unzersetztem Gestein. Der Gang ist an einzelnen Stellen durch eine dem Salband entsprechende Ausfüllung von der Seite her auch über die Hälfte seiner Breite verschmälert, besonders nach Norden zu, was auf horizontale und vertikale Nähe der Gebirgsscheide weist.

D. In 47 m tieferem Niveau wurde nun, um die Stärke des Barytganges in etwas grösserer Teufe als bei obigem Abbau festzustellen, ein neuer Stollen getrieben, der noch näher an der Formations-scheide, aber noch im Porphyry ansetzend, einige höhere alte Versuchsstollen auf Quecksilber durchquerte, welche von dem mehr erwähnten Aschbacher Stollen nach dem Horngang nach SO. aufwärts geführt wurden. Man traf den Gang aber hier nicht mehr in typischer Entwicklung; statt dessen stellte sich nun eine über 3 m breite Zone eines weissen Tones ein, der, undeutlich durch allmählichen Übergang vom Gebirge geschieden, nicht nur reichlich Barytkörner enthält, sondern auch zwei schwache gegeneinander einfallende Gängchen von Baryt; ich beschränke mich hier auf einige interessante, den Gang hier charakterisierende Mineralvorkommen. Das Gangmittel ist, wie erwähnt, ein weicher Ton, der natürlich an sich selbst keine Bewegungsanzeichen erhalten hat; jedoch zeigen die in der Masse enthaltenen, mehr oder weniger grossen Barytkörner das Gegenteil einer normalen Kristallumgrenzung und matte, durch Schubwirkungen korrodierte Oberflächen; es ist Trümmerbaryt in Ton und ohne nachträgliche Verfestigung; dies gilt für jenen Baryt, der sich nach der Farbe und bei dem Fehlen gewisser eigentümlicher Merkmale (vgl. unten) als Baryt I erweist; es ist hieraus, ebenso wie aus dem früher besprochenen Vorkommen auf eine ältere tiefgreifende Störungsepoche zu schliessen. Diese Baryte zeigen auch sehr deutlich die vielfach besprochene Unterseite mit den Überwachungsabgüssen einer später durch Auslaugung weggeführten Kristallkruste (S. 177).

Der Baryt II. Generation zeigt sich in recht grossem Umfange in verschiedener Form: 1. In Spalten oder seltener auf freier Oberfläche des Baryts I, sowohl als anders (meist hell olivengrün bis wasserhell) gefärbte, aber deutlich abgesetzte Fortwachsung oder in regellos aufgesetzten säulenförmigen bis würfelförmigen Kriställchen, hier und da seine Spalten ausfüllend; 2. als tafelförmige Kristalle im Ton; diese sind meist nicht so hell wie erstere, mehr graulich durchscheinend; sie stellen keine regelmässigen Tafeln dar, sondern sind tafelförmige Aggregate mit Wachstumsunterbrechungen und unregelmässigen Fortwachsungen; das Skelettartige ihrer Bildung zeigt sich besonders an den Randkanten der bis 0,5 cm dicken Plättchen, an welchen von der oberen oder unteren Tafelfläche her zackige Vorrangungen seitlich vorgeschossen sind, so dass die schmalen Seitenflächen unregelmässig unausgefüllt erscheinen; so sind auch die Plättchen quer durchsetzende Tonäderchen oder -pfeilerchen als von der Kristallisation rund umschlossene Teile des tonigen Mittels zu betrachten (S. 193, 213 mit Anm. 2).

Daraus lässt sich schliessen, dass die Baryte II. Gen. im Innern einer schon vorhandenen Tonmasse entstanden sind, welche die Viscosität der Lösung vermehrt hat. Dadurch entsteht das Skelettartige der Kristallform und durch das gelegentliche Auslassen der nicht gleichmässig verteilten Lösungsnachschübe das oft etwas Unregelmässige der Fortwachsungen; die verhältnismässig geringen Toneinschlüsse lassen ein nicht sehr langsames Wachstum folgern. — Von Interesse ist das auch hier in der grösseren Teufe an Häufigkeit und Grösse auffälligere Auftreten von Quarz; ich sammelte z. B. eine unvollkommene Doppelpyramide von 15 mm Höhe und Breite; sie ist einseitig von einer jüngeren Kruste von Baryt unterwachsen. Die anderen Proben zeigen auf freier Oberfläche, sogar auf der mit Überwachungsindrücken versehenen Unterseite älterer Barytkrusten noch Quarzkristalle, welche von jüngeren Baryten zum Teil vollständig umwachsen sind, zum Teil noch frei in kleine unausgefüllte Hohlräume hereinragen. Eine andere Kruste zeigt genau dieselben Überwachungsabgüsse einer weggeführten Kristallkruste durch die dicht geschlossene Unterseite des Quarzes selbst gebildet; die Quarze sind hier tafelförmig verzerrt, so dass man flüchtig an Pseudomorphose nach Baryt denken könnte; jedoch zeigt sich in allen Kristallanbrüchen der dichtschalige zonare Zuwachs von innen nach aussen zu durch die ganze Innenmasse so regelmässig nach den Kanten und Flächen gerichtet, wie es keine Pseudomorphose, welche doch von der freien Oberfläche vor sich geht, nachbilden kann. Ein weiteres Stück zeigt den Abdruck einer aufgelösten Kruste nicht durch den älteren Baryt allein, sondern durch eine dünne Schicht weisslicher, opaker Kieselsubstanz gebildet,

welche die tieferen Zwischenräume zwischen den verschwundenen Kristallen ausfüllt, während der ältere Baryt nur noch die aufragenden Kanten und Spitzen umhüllte; ein grösserer 14 mm breiter bis 25 mm hoher darüber befindlicher Zwischenraum zwischen grosskörnigen Barytkristallen ist ganz von Quarz erfüllt. Ein letztes Stück zeigt auf der einen Seite sehr grosse teilweise Umhüllungspseudomorphosen von Quarz nach älterem Baryt, der aber völlig entfernt ist. Auf dem Boden der entstandenen Höhlungen hat sich jüngerer Baryt in unregelmässiger Orientierung angesiedelt. Die Umhüllungskruste besteht aus ganz kleinen, sehr verschieden orientierten Quarzkriställchen. — Es wurde letztere Tatsache schon von v. GÜMBEL erwähnt (vgl. unten S. 193), ich habe dafür bis jetzt aber noch keinen Beleg in der Hand gehabt.

In allen diesen Fällen zeigt sich der Quarz etwas jünger als die ältere Barytgeneration und als älter wie der Baryt II, wenn auch fraglich bleibt, ob er dem Ausgang der ersten Mineralisierungsepoche angehört ist oder den Beginn der nächsten andeutet.

Das vom Stollen durchhörte Porphyrgestein ist nicht zu sehr zersetzt, zeigt aber reichlich weisse Tonadern, mehr und weniger gehärtete Tonäderchen an früheren Klüften, nur hier und da Barytgängen mit Schubstreifen an Roteisen- und Ocker-reichem tonig umgewandelten Salband.

E. Wir erwähnten, dass auch von dem oberen Pfälzer Muther Stollen im Kästendeich aus der Horngang in 382 m ü. M. in jüngster Zeit abgebaut wurde, also ca. 108 m tiefer als der Aufschluss an den Hirtengärten und 140 m tiefer als jener am Leihrech; leider konnte hier keine eigentliche Profilaufnahme und nur an der Halde eine Aufsammlung vorgenommen werden, doch ist auch diese von hohem Interesse. Nach gütiger Mitteilung des Herrn Markscheiders PETERMANN in Zweibrücken wurde hier wenig gewonnen, da das Material ziemlich unrein war; die Mächtigkeit des Ganges ist durchschnittlich ca. 2 m; die Art der Verunreinigung ist festzustellen.

Das technisch verwertbare Material war fast völlig abgefahren und nur vereinzelte Brocken beweisen, dass auch bis in diese Teufe die grosskristalline Barytgangmasse niedergeht; eine Probe besitzt auch hier an grösseren Kristallen, wie stets auf Spaltflächen, die plagioklasartige Streifung. Grosse Bruchstücke feinkörnigen, dichten Baryts zeigen jene Randumbildung und Anreicherung gelben und roten, mit gefestetem Zerreibungsmehl von Baryt fein durchsetzten Toneisensteins, die an einer Seite eine mit scharfen Schubstreifen versehene Bewegungsfläche hat; diese erweist sich auch hier nicht als Abguss einer älteren Bewegungsfläche, sondern als wirkliche Schubfläche. Das ganze erinnert vollkommen an die in den Profilen Nassedell etc. unter 4. S. 175 bzw. 10. S. 179 erwähnten Bildungen der zweiten Störungsperiode der fertigen Gänge. Es würde das beweisen, dass auch in dieser Teufe keine Ausscheidungen mehr nach einer zweiten Störungsperiode stattgefunden haben, wie dies am Potzberg in grösserer Teufe offenbar noch der Fall war (vgl. unten).

Weitere sehr zahlreiche, technisch unbrauchbare Stücke der Halde haben alle einen ziemlich einheitlichen Typus je nach zwei Barytvarietäten. Die eine Barytgangart ist ein Trümmergestein mit ursprünglich recht grosskörnigen Individuen; es ist nicht nur im kleinen zersplittert (wenn auch nicht zerfallen), sondern auch von grossen Spalten durchsetzt, die eine scharfeckige und weitklüftige Zersprengung voraussetzen. Die Ausfüllung dieser Klüfte ist sehr interessant: ein sinterartig abgesetzter Brauneisenstein (manchmal mit Ocker vermischt) mit mehr untergeordnetem Psilomelan bildet die Hauptmasse, wenn sie auch seltener die grösseren Klüfte ausfüllt; die verbleibenden Hohlräume werden nun entweder von einer Kruste ganz kleiner, gelb und rötlich gefärbter Quarzkristalle oder in allmählichem Übergang zu ganz dichter Struktur von mehr grünlichem Jaspis ausgekleidet; einzelne ganz erfüllte Gängchen zeigen schwache Salbänder von Psilomelan und eine Mittelfüllung von gelbbraunlichem, fast körnigem Eisenkiesel; diese hier ziemlich regelmässigen Inkrustationen sind indessen nicht die letzten Bildungen, sondern es zeigen sich auf ihnen zum Teil unzusammenhängende Krusten, zum Teil vereinzelte, meist ganz wasserhelle, selten hell weingelbe, niedrig säulenförmige Barytkristalle.

Abgesehen von dem fast massenhaften Quarzauftreten und dem zurücktretenden Psilomelan, haben wir also hier dieselbe Folge der Bildungen, wie in den höher gelegenen Aufschlüssen, so dass wir Entstehungszeit und Ausfüllungsart der Spältchen ohne Zögern homologisieren können; mit dem Zurücktreten des Psilomelan scheint das vereinzelte Auftreten von Pyrolusit (die Folge ist Baryt, Brauneisenstein und zum Teil schwarzbrauner, hornsteinartiger Eisenkiesel, Pyrolusit, Quarz und Baryt) in diesem Niveau in Zusammenhang zu stehen.

Die zweite Barytvarietät, offenbar aus einer getrennten Gangzone entstammend, ist ein mittelkörniger bis fast dichter, gut geschlossener Baryt, der nicht so in der ganzen Masse zersplittert ist, als längs grösserer, vereinzelterer Zersprengungsspalten, wobei aber sehr zahlreiche Randbruchstücke in allerverschiedensten Grössen und Formen in die Klüftlücken hereingefallen

sind. Hierdurch blieb der mineralischen Ausfüllung verhältnismässig geringer Raum übrig, wonach er auch meist ganz abgeschlossen wurde; doch sind auch hie und da schwächere Hohlräume übrig geblieben. Die Füllung dieser Gänge ist vorwiegend Brauneisenstein, an einzelnen darf man nach der ausserordentlichen Schärfe der Bruchkanten und dem Härtegrad der Masse auf fein verteilte Kieselsäureausscheidungen schliessen, Psilomelan fehlt hier ganz und gar. Auch hier zeigen die schwachen Hohlräume dünnere Krusten dichtgedrängter, feiner, heller Quarzkriställchen (an denen man hier wie oben fast stets bloss Pyramidenflächen sieht), sowie dichten hellgelbgrauen Kiesel-sinter. Als letzte Bildung erwähne ich auch hier eine Generation wasserheller Barytkriställchen, die besonders an den vorliegenden Stücken da auftreten, wo der Quarz auf Brauneisenstein fehlt oder schwach entwickelt ist, während sie in den Kieselinterdrusen nicht beobachtet wurden. Ganz gleich ist diese Erscheinung auch aus den Gängchen der vorherbeschriebenen Gangvarietät zu erwähnen; es kommt dies vielleicht nur daher, dass die Kieselsäureausscheidungen sehr bald die Höhlungen für spätere Auskristallisationen nach den Zugängen aus der Umgebung völlig abschliessen.

Diese Gangfüllungen in jenem mechanisch zertrümmerten Gestein wurden, wie ein gesammeltes Hauptstück beweist, durch kleinere Verwerfungen später durchkreuzt. — Aus diesen wenigen Anhaltspunkten sind wir berechtigt, auch in dieser grösseren Teufe die gleichen Vorgänge anzunehmen, wie wir sie aus den höheren Abbauen kennen gelernt haben. — Die Besprechung zweier Gesteinsproben aus den alten Abbauen vom Königsberg ist am besten hier anzuschliessen. Die eine ist bezeichnet als Opaljaspis mit Zinnober; es ist ein Gängchen in wenig zersetztem Porphyry, wo Zinnober beiderseits als ältere Bildung auftritt und das mittlere Ganglumen von einer ockerbraun gefärbten Kieselsäureausscheidung erfüllt ist. Das zweite Stück („Zinnober vom Königsberg“) ist der Hauptmasse nach ein Roteisen-reicher Brauneisenstein, der unregelmässig sinterartig gewachsen, eine zum Teil noch vorliegende Höhlung nicht ganz erfüllt hat, die dann mit körnigem Quarz dicht oder drusenartig ausgefüllt wurde; stellenweise ist dieser Quarz höchst fein von Zinnober durchsetzt, auch zinnoberrot gefärbt, zum Teil nur rötlich, zum Teil hell. Dieser letztere zeigt, trotzdem er sehr dicht ist und von aussen nichts davon verrät, bei der Herstellung frischen Anbruchs das im Königsberg seltene gediegene Quecksilber (S. 171). — Ausserdem zeigt dieses Stück Zertrümmerungsspalten, in denen überwiegend klarer Zinnober, zurücktretender indessen Baryt zur Auskristallisation gelangte; eine kleine Stelle zeigt den Rest einer Rutschfläche mit Rutschstreifen, ebenfalls teilweise von Zinnober später überwachsen. — So sehr dieses Stück (nach Quarz und Brauneisenstein-ausscheidung) der jüngeren Spaltenausfüllung nach der Hauptstörungzone gleichsieht, so kann es doch nur der ersten Hauptwachstumsperiode des Ganges zugeschrieben werden, die also hier ganz gleiche Ausscheidungsverhältnisse aufweist, wie die oben beschriebenen vom oberen Pfälzer Muther Stollen, da es die Anzeichen einer späteren tektonischen Periode mit Neuausscheidungen von Baryt und Zinnober aufweist (vgl. unten Kap. XVI, Allgem. Folgerungen etc.).

XVI. Allgemeine Folgerungen aus dem Verhalten des Barytganges.

Wir hätten daher in den beiden Tagebauen, sowie in den Tiefenbauen auf Baryt die Aufklärung für die bei v. GUMBEL aus den tieferen Stollenabbauen erwähnte Tatsache erlangt, dass nämlich die Gänge meist sehr entschiedene Ablösung von Gebirge hätten und ihre Ränder mit Rutschflächen bezeichnet wären; wir können aber seiner Ansicht nicht zustimmen, dass diese Rutschflächen beweisen, die Gangräume seien selbst durch Emporheben einzelner Gebirgstheile entstanden, dass dann die nicht von den Trümmern des Nebengesteins ausgefüllten Teile den von unten aufsteigenden Mineralwässern zum Kanal diene. Die Bewegungen, deren Richtung uns durch die Schubstreifen nachweisbar sind, fanden vielmehr an den einestheils nahezu fertigen, theils schon abgeschlossenen Gängen statt und beschränken sich auf zwei aufeinander senkrechte, vertikale und horizontale Bewegungen zu nachweisbar sehr verschiedenen Zeiten. Abgüsse noch älterer Schubflächen sind nirgends nachweisbar.¹⁾ Die Mineralausscheidung, welche der ersten Störungs-

¹⁾ Wer die Zermürbung des Gebirgssalbandes im Porphyry genau besehen hat, wird allerdings auch zugestehen, dass solche hier zu erwarten etwas viel verlangt wäre.

periode nachfolgte, war nur eine geringe; der letzten Periode folgte wenigstens im Niveau des Tagebaus im Horngang keine mehr. Hingegen müssen wir betonen, dass wir über die erste Entstehung der Gänge, als Verwerfungsklüften folgend, nur Vermutungen haben. — Die eigentliche Gangweite war nun jedenfalls grösser, als die des östlichen Gangabschnitts von ca. 5 m; die auf der Hangendfläche des Gangs mit Neigung zur Riesenkristallbildung zusammenhängende, grosslöcherige Struktur¹⁾ hat daselbst eine starke Zertrümmerung und Raumverminderung ermöglicht, abgesehen davon, dass durch die Art der Anlagerung an dem westlichen Gangteil (wohl auch am östlichen) eine tektonische Verminderung für dieses Gangniveau eingetreten ist.

Wir erkannten weiter, dass in beiden Störungsperioden die Ostseite des Ganges die von den Bewegungen betroffene war; dies hängt jedenfalls damit zusammen, dass auf dieser Seite noch eine weitere Gruppe von durchstreichenden Gängen liegt, die zu einheitlichen Bewegungen die Möglichkeit bieten konnten und jedenfalls geboten haben, wenn man nicht die v. GÜMBEL erwähnte allgemeine äusserliche Charakteristik, dass diese Gänge häufig Rutschflächen zeigen und das Bild von Spaltenemporhebungen böten, — wozu man gewiss nicht berechtigt ist — bloss auf diese östliche Ganggruppe beziehen wollte.

Wir haben also allem Anschein nach in der zwischen zwei Hauptmassiven liegenden Gangzone eine ähnlich eingekeilte und gewalkte Schollenzone vor uns, wie wir sie in dem Profil von Oberhausen und vom Götzenfels (Ebernbürg) (Taf. II Fig. 10 u. 11) dargelegt haben; es ist natürlich, dass diese schmale Zone nicht selbständige Bewegungen ausführte, sondern dass die sich bewegenden Teile, wie in beiden angeführten Profilen, die seitlichen Gesteinsmassen sind, gegenüber denen die Gangzone sich völlig passiv verhält. Dabei ist es selbstverständlich, dass die sich bewegenden Porphyrmassen auch gegen die umgebenden Sedimente Eigenbewegungen ausführten, dass sie besonders in der Epoche der seitlichen Verschiebungen sich nicht völlig homolog mit den anliegenden Sedimenten bewegten. Betrachtet man von diesem Gesichtspunkt aus die oben ziemlich eingehend behandelten Äusserungen seitlicher Schubwirkungen in der Umgebung der Intrusivmasse selbst und vergleicht sie mit der Häufigkeit völlig gleichartiger Erscheinungen fern von allen Intrusivgesteinen und ohne alle Begleitung grösserer Störungen in gut aufgeschlossenen Örtlichkeiten, so wird man kaum zu der Ansicht gelangen können, dass jene Bewegungen einem wesentlich anderen Kreis von Kraftäusserungen, also etwa den Wirkungen der Intrusion selbst entstammen müssten.²⁾

¹⁾ Man kann diese in beiden Tagebauen an dieser Stelle auffällige Tatsache mit ihren oben ausführlich beschriebenen Begleiterscheinungen ebenso auf die geneigte Hangendfläche beziehen, wie die Tatsache der Zinnober-Anreicherung im Liegenden der zum Teil flacheren Potzberggänge auf spezifisch schwere Lösungen und ihre innigere Beziehung zu den Liegendflächen. v. GÜMBEL hat letztere Tatsache schon als gegen die Annahme eines Sublimationsvorganges der Quecksilbererze verstossend angeführt.

²⁾ In den Horntonsteinen der Zinnober- und Barytgänge am Königsberg, Stahlberg und Moschellandsberg, also in Gesteinen, deren Entstehung und Erhärtung zeitlich fern abliegt von allen Vorgängen des etwaigen Aufbruchs von Eruptivkernen, die also erst als sekundäre Produkte in Klüften der gehärteten Intrusivgesteine sich bildeten und nachträglich durch die späteren Bewegungen betroffen wurden (vgl. unten Kap. XVI), zeigen sich „gequetschte“ Trümmer und Trümmerchen, welche vielseitig auf allen Seiten von Rutschstreifen-Spiegeln flach begrenzt sind; ganz ähnliche Quetschtrümmer kommen vielfach an den Grenzen von Eruptivmassen (auch am Königsberg) vor und

Durch unsere Auffassung ist es auch erklärlich, warum — trotz des Nachweises starker seitlicher Verschiebungen im Berginnern (vgl. auch die Bemerkungen über den braunen Gang S. 172) — der Umfangsrand des ganzen Berges keine eigentlichen Verschiebungsvorsprünge oder -Nischen zeigt; wir müssen hierbei nur eine gleichartige Bewegung der beiden Hauptmassen des Berges annehmen, gegen welche die völlig scharf abgesetzte Gangregion, die jedenfalls auch in ihrem vertikalen Untergrund mit dem Liegenden in besonders enger Weise verwachsen ist, in einem gewissen Rückstand befindlich ist; es kann dies durch ein verschiedenes Zeitmass der seitlichen Verrückung gedacht werden, wobei auch die Möglichkeit vorliegt, dass rings abgegrenzte z. B. keilförmige Schollengebiete von der Bewegung entweder ganz ausgeschaltet werden können oder nur in viel schwächerem Masse mitgeschleppt werden (vgl. Profil von Oberhausen und Götzenfels). Dabei müssen sich aber nicht immer in den nördlichen und südlichen Randgebieten des Gangs vorgeschobene oder zurückgelassene Teile zeigen. Solche hier nachzuweisen, wäre schwer; immerhin hat man einige Anhaltspunkte dafür, dass, wenn sie vorhanden gewesen oder verdeckt wären, sie nicht sehr bedeutend gewesen sein konnten. Ich glaube, dass dies auch darin einen Grund hat, dass die umgebenden Sedimente von den Gangzerklüftungen nicht mehr berührt waren, sondern einen festen Ring um die Porphyrkuppe bildeten. Durch die Stauung der Bewegungen hier lassen sich vielleicht auch die in dem Abbau an den Hirtengärten zu beobachtenden zahlreichen Schubflächen erklärlicher machen, wie auch die Schwierigkeiten des bergmännischen Auffindens des Barytganges an seinem Nordende trotz reichlich verteilter Barytausscheidungen daselbst. Auffällig ist überhaupt der Abbruch der Gänge an dem Sedimentmantel im Norden, obwohl jener gerade auf der Nordseite in grösster Stärke und Reinheit entwickelt ist. Es scheint daher die Entstehung der Gänge sich nicht so einfach, wie beim Potzberg, auf gewisse Verwerfungen beziehen zu lassen, sondern Bewegungsvorgängen zu entstammen, welche dem Porphyrkern und seiner engeren Entstehungs- und Umwandlungsgeschichte angehören.

Die Tatsache der im grossen und ganzen radial oder tangential bleibenden Bewegungen auf lediglich streichenden Bewegungsklüften — der Einfallswinkel ist hierbei nebensächlicher — bewirkt die höchst bemerkenswerte Gleichheit des Streichens und Einfallens der Gangbänderung und Gangbegrenzung diesseits und jenseits der grossen mittleren Bewegungskluft, deren Mass man daher als das der ursprünglichen Anlage der Gangzersprengung anzusehen berechtigt ist. Dabei haben sich durch die inneren streichenden Nebenbewegungsklüfte bei der Gangzertrümmerung etwa entstehende Ungleichheiten völlig ausgeglichen, wodurch neue, gleichartig mit den alten streichende und einfallende Trümmerbarytzüge entstanden sind. Hierbei darf besonders auf das im Profil der Hirtengärten unter 16. besprochene, im Hangenden des Hauptgangs liegende mit 70° nach O. einfallende Barytgängchen hingewiesen werden.

Als allgemeine Charakterisierung des Gangs und seiner Geschichte kann also angeführt werden:

1. Im Liegenden: an öfters starken Porphyrbreccien mit reichlichem Bindemittel randliche, klein- bis mittelkörnige Barytbildung mit mehr oder weniger

— — — — —
 könnten leicht als Folge der Intrusion aufgefasst werden. Ein von C. BURCKHARDT vom Sulzkopf, S. von Ulmet gesammeltes schönes Handstückchen eines feinkörnigen grauen Tonsandsteins zeigt völlig gleiches, ohne dass es notwendig wäre, etwas derartiges als charakteristische Begleiterscheinung der Intrusion selbst anzuführen (vgl. Nachtrag zu S. 151).

tonigen Roteisensteineinsprenglingen, nach der Mitte des Gangs zu derber, milchfarbener, aber von fremden Mischungen freier, wechselnd sehr grosskristalliner mit feinkristallinen bis dichten Abänderungen gebänderter, nur nach der Hangendregion nicht mehr so dicht geschlossener Baryt in zweiseitigem Gangwachstum.

2. Nach einer Störung zu älterer Zeit in höheren Teufen Ausscheidungen von Psilomelan, seltener Hämatit, Schwefelkies und Baryt, als grössere Seltenheit Quarz mit Hämatit; der Baryt II erscheint in kleinen Gruppen glasheller bis weingelber Kriställchen in Fortwachsungen und Aufwachsungen, häufig als allerletzte mineralische Entstehung. Hierher gehört auch die Bildung von Umhüllungspseudomorphosen von Quarz nach Baryt (Königsberg S. 189) und von Roteisenstein nach Schwefelkies (Potsberg).

In grösserer Teufe tritt hier in den derben Barytausscheidungen I noch körniger Quarz in primärer Beimengung öfters auf. Nach der ersten Störungsperiode zeigt sich als Spaltenfüllung entsprechend 2. Brauneisenstein, in geringerer Menge Psilomelan, höchst selten Pyrolusit, aber in ausgedehntem Masse SiO_2 in Quarz und Kieselsinterkrusten, offenbar als letzte Bildung auch hier ganz helle Barytkristalle.

Noch etwas weiter abwärts in der Region der Quecksilbererze werden die Barytausscheidungen seltener; häufiger treten Kieselsäureausscheidungen hinzu, die nach v. GÜMBEL entweder in traubigen sinterartigen Absätzen Krusten bilden, weissen und eisenschüssigen Ton, der hier häufiger die Gangart bildet, zu hornsteinartigen Bildungen verwandeln,¹⁾ älteren Schwerspat überrinden und ihn häufig verschwinden lassen (vgl. v. GÜMBEL l. c. S. 111 oben S. 189). Man hat die Wahrscheinlichkeit, die Zeit dieses Prozesses auf die auch in geringerer Teufe zu beobachtende Kieselsinterbildung, also auf eine verhältnismässig späte Phase der Gangbildung zu beziehen. Unberührte, rundum freie Barytkristalle aus diesen Regionen zeigen bei der Charakteristik der unter 2. erwähnten Barytausscheidung der jüngeren Generation, also unter wohl vergleichbaren äusseren, räumlichen und zeitlichen Umständen auf- und eingewachsenen Zinnober; die Quecksilbererze scheinen sich also in etwas grösserer Teufe nach der ersten Störungsperiode in der Gangbildung ebenso noch ausgeschieden zu haben, wie der Baryt in höherem Niveau. Nach v. GÜMBEL soll Quarz und Eisenkiesel die jüngste Bildung gewesen, diese durch Braun-, Roteisenstein und Psilomelan manchmal vertreten worden sein. Im allgemeinen ist das ja durch die obige Gangbeschreibung bestätigt; wir haben im Barytgang aber über Psilomelan, Braun- und Roteisenstein noch eine eng damit zusammenhängende jüngste Barytgeneration, auf deren Entstehungszeit man geneigt sein kann, die vielerwähnten noch zinnoberhaltigen, vereinzelt, wasserhellen bis weingelben Barytkristalle in grösserer Teufe zurückzuführen. Dies scheint auch durch folgende vom Königsberg stammende Belegstücke in der geognostischen Sammlung bestätigt zu werden.

Ein über einer älteren Schwefelkieskruste gefolgt Band ziemlich dichtkristallisierten, rötlichen, opaken Baryts zeigt innerlich einen scharfen Abschnitt, über dem eine glashelle jüngere Generation frei gewachsener, gegen das Ende nicht abgeschlossen ausgebildeter, skelettartig unvollkommener Barytkristalle in ihrer charakteristischen Eigenart aufsitzt; den Beginn dieser Generation bezeichnet die koordinierte Ausscheidung von kleinen Zinnoberfunken, die nach aussen zu abnimmt; zuletzt zeigen sich fragmentarisch aufgesetzte schwache Schalen von Schwefelkies.

¹⁾ Gleichartige Umbildungen von Tonlagern und Silifizierungen von Sandsteinen mit starken Ockerabsätzen kommen mit traubigen Schwerspatknollen in den tertiären „Battenberger“ Schichten (Meeressandstein) am Haardtrande vor.

Weiter liegen Fragmente grösserer konkretionärer Knollen vor mit divergentstrahligem Tafel- bis Stab-Faserwachstum, zum Teil von mittleren Hauptachsen einer kristallisierten Substanz aus, deren noch unzersetzte Reste sich stellenweise als Schwerspat¹⁾ erweisen, deren Zersetzungsprodukt nachträglich auch stark mit Eisenoxydhydrat durchsetzt, ja ersetzt ist; in diesen Knollen²⁾ sind unregelmässig rundliche Räume ausgelaugt und die Wände mit Zinnober ausgefüllt. Ganz gleiche, strahlig-konkretionäre Gebilde zeigen sich in Pseudomorphosen aus Quarz und aus Brauneisenstein; die strahlig-faserige bis plattig-spätige Struktur ist sehr wohl erhalten, aber nicht nur durch teilweise Fortführung der Substanz in der Längsrichtung der Fasern weniger dicht gepackt, sondern in unregelmässigen Lücken quer zur Strahlen- und Faserordnung unterbrochen. Dabei hat folgendes Platz gegriffen: 1. Ein Ersatz des Baryts durch feinsten Quarz oder Brauneisenstein, 2. eine Ausscheidung kleiner Quarzkristalle in Hohlräumen, 3. eine Ausscheidung von Schwefelkies in kleinen, unregelmässigen Zwischenfaserräumen, 4. zweifellos gleichzeitig mit 2. und 3. und nach dem Umsatz von 1. eine Erfüllung von unregelmässigen Auslaugungshohlräumen sowie der undicht gewordenen Faserzwischenräume, endlich eine Überkrustung dieser Fasern selbst sowohl mit ganz feinem Zinnober, als mit etwas grösseren, schon makroskopischen Zinnoberkriställchen. An einzelnen Stellen sieht die Masse wie eine Faserpseudomorphose von Zinnober aus, wie sie BLUM (Pseudom. d. Min. I. Nachtrag S. 108) vom Stahlberg und Moschellandsberg nach strahligfaserigem Strahlkies beschrieb. Ein Teil der Ursubstanz der vorliegenden Stücke mag auch Strahlkies gewesen sein, der sich zum grossen Teil in Brauneisenstein verwandelte oder, was mir für die divergentstrahligen, mit wohl ausgebildeter Achse versehenen Pseudomorphosen wahrscheinlicher ist, Eisenspat, der am Königsberg allerdings direkt noch nicht nachgewiesen wurde (vgl. oben S. 178), dagegen vom Moschellandsberg in Brauneisenstein-Pseudomorphosen bekannt ist (vgl. BLUM l. c. S. 113).

Man kann nun nicht annehmen, dass innerhalb einer einheitlichen Gangwachstumsperiode in der Mitte der Absätze der intensivsten Mineralausscheidungen derartige tief eingreifende Rückumwandlungen vorkommen, zumal wir die erste Entstehung dieser strahliggefügteten Urknollen nach vielen Analogien als Konkretionen inmitten einer tonigen Gangart entstanden annehmen müssen; wir sehen an anderen Belegstücken Quarz, Eisenkiesel, holzopalartige Absätze mit Zinnober und Baryt in primärem Zusammenhang vergesellschaftet ohne jede Einwirkungen der einen Ausscheidungen auf die Nachbarabsätze, wie solche auch chemisch gar nicht gefordert werden müssen; man vergleiche z. B. die einfache Folge der in Ton eingewachsenen Barytbrocken S. 193 unten.

Dies und die Tatsache, dass die Konkretionen erst aus ihrem tonigen Mittel herausgelöst werden mussten, um den geschilderten Umänderungen zugänglich zu sein, beweist, dass wir dieses Ereignis jener in den Tagebauen beobachteten älteren tektonischen Periode zuteilen müssen, der Periode der einseitigen Zertrümmerung des Ganges mit der darauffolgenden Ausscheidung von (Schwefelkies) Psilomelan, Rot- und Brauneisenstein und Baryt, denen in grösserer Teufe zuerst teils Auflösung von Baryt mit Pseudomorphose von Quarz nach Baryt, zuletzt und darüber noch Ausscheidungen von Quarz, Schwefelkies, Baryt und Zinnober (letzteres in auf- und eingewachsenen Kriställchen) entsprechen.

Ein anderes Belegstück, das offenbar aus dem Horngang selber stammt, zeigt einen schwach fleischfarbenen, älteren Trümmerbaryt von ursprünglich dichter geschlossenen, grosskörnigeren Individuen, welche später zersplittert und auseinandergerissen wurden, so dass man an einer Stelle deutlich die voneinander abgelösten Teile und Spaltsplitter aufeinander noch beziehen kann; die Trümmersubstanz ist durch einen zum Teil ganz klaren Kieselsinterüberzug, zum Teil einen honiggelben Eisenkieselsinter mit stalaktitischen Fädenverbindungen überzogen und verkittet. Dieser Überzug sitzt entweder auf kleinen, klaren Fortwachungskrusten von jüngeren Baryt (vgl. oben S. 190) oder auf rundlichen Gruppen von Zinnoberkriställchen und überzieht letzteren wieder völlig mit einer zum Teil klaren Haut. Andererseits ist auch Zinnober dendritisch in die bei der Zertrümmerung entstandenen Klüftchen des älteren Baryts eingedrungen. Wir sehen also hier die Zinnoberbildung

¹⁾ Es soll hier nicht unbemerkt bleiben, dass dieser Baryt möglicherweise auch eine sekundäre Ausfüllung von Auslaugungshohlräumen von Strahlkies ist.

²⁾ Es erinnert hier manches an die Geogn. Jahreshfte 1902 S. 226 beschriebenen Biesenharder Konkretionen, die dort als Pseudomorphosen von Quarz nach Baryt angesehen wurden. Für die bei jenen Konkretionen so auffällige, gedrängt reihenweise Anordnung von Kristallindividuen finde ich ein Ebenbild in der Anordnung von der Reihe nach verlängerten, in der Höhe verkürzten Kriställchen von Baryt II in tonerfüllten Spalten der Horntonsteine vom Stahlberg.

in homologen Erscheinungen mit der Psilomelan-Eisenkieselausscheidung aus höherem Horizonte auf tektonisch entstandenen Klüftchen mit und nach der jüngeren Barytgeneration fortdauern.¹⁾

Beide Art Entstehungen, Umbildungen und Neuausscheidungen scheinen, besonders was Baryt und Quecksilbererze betrifft, in ungefähr gleichem Niveau innerhalb einer gewissen „Höhenschicht“ der Erzausscheidungen vor sich gegangen zu sein (vgl. unten S. 220). Es hat nicht den Anschein, als ob die mit den Quecksilbererzen vergesellschafteten Ausscheidungen und diese selbst in lange dauerndem Wechsel von Ausscheidungen, Auflösungen und Wiederabsätzen allmählich emporgewandert seien, sondern dass sich diese Vorgänge auf drei Hauptperioden beschränken, die aber nicht zu weit auseinander liegen können:

1. Eine älteste Periode, ziemlich bald nach den Porphyrruptionen und enger anschliessend an die Melaphyrintrusionen und an lokale Bewegungen in der Nähe der Porphyrstöcke; zu dieser Zeit Eröffnung der Königsberggänge und zum Teil ihre völlige Schliessung durch Mineralsubstanzen, zu welcher Periode auch am Potzberg die Region der Elisabethgrube gerechnet werden darf.

2. Eine zweite Periode der vertikalen Störungen vor Eintritt des mittleren Ober-Rotliegenden; teilweise Zertrümmerung schon älterer Quecksilbererz- und Barytgänge, teilweise Neueröffnung von Gängen am Potzberg (vgl. unten Kap. XIX S. 213).

3. Eine Störungsepoche tangentialer Bewegungen mit horizontalen Streifen, welche auf schwächer eröffneten Schubflächen noch örtlich Zinnoberabsätze ermöglichte; diese Periode zeigt am Königsberg, soweit jetzt noch nachweisbar, keine Neubildungen davon, dagegen liegen diese Anzeichen an den unter 2. genannten jüngeren Potzberggängen vor.

Ich glaube, dass es diese drei zum Teil rein spaltentektonischen Störungsepochen waren, welche einerseits nach kurzen Zwischenräumen in der Erzbildung etc. in den alten Gängen Luft und Raum für neue Absätze schufen, andererseits aber auch wieder die Zugangsstellen zu den tiefen Herden der Erzintrusionen neu oder von neuem eröffneten.

Eine ergänzende Besprechung verlangt die jüngere Barytgeneration welche wir der Periode 2. zugeteilt haben. SANDBERGER unterscheidet in den Erzgängen von Schapbach, Wolfach, Wittichen eine auf dem weissen Schwerspat aufsitzende jüngere, farblose Generation mit etwas komplizierterer Form (Unters. ü. Erzgänge I. S. 115 II. S. 313 u. 396); er glaubte, dass diese durch spätere Vorgänge im fertigen Gangraum entstanden seien, d. h. als eine Reduktion von Schwerspat zu Schwefelbarium durch einsickernde Wasser mit organischer Substanz und Ausfällung von regeneriertem Baryt durch Oxydation (vgl. l. c. S. 321).

R. DELKESKAMP glaubt, dass derartige Vorgänge nur eine untergeordnete Rolle gespielt haben und berichtet, dass sich für SANDBERGER durch das Vorkommen von gediegenem Silber, umhüllt von Baryt, die Unmöglichkeit dieser Annahme daselbst gezeigt habe (vgl. Notizblatt des Ver. für Erdkunde IV. 21. Heft S. 29).

¹⁾ Ganz allgemein lässt sich feststellen, dass nach einer der beiden Hauptstörungsperioden, welche ältere Zinnobergänge durchsetzt haben, noch eine weitere Zinnoberausscheidung gefolgt ist; für den Stahlberg und Moschellandsberg ist es mir wahrscheinlich, dass die Verhältnisse so liegen wie beim Königsberg, d. h. dass die Eröffnung eine sehr alte ist und dort z. B. eine Melaphyrintrusion die schon wesentlich metamorphosierten Schichten durchsetzten; für Mörsfeld zeigen sich aber Zinnobergängchen im Anschluss an eine Zertrümmerung des untersten Ober-Rotliegenden, die erst zur Zeit des mittleren Ober-Rotliegenden stattgefunden haben kann; diese scheint hier die Gangöffnung überhaupt verursacht zu haben.

Ich gestehe, dass ich anfangs diesen Baryt II auch für eine Entstehung hielt, welche der ursprünglichen und eigentlichen Gangentstehungsart ganz fern stände, dass aber die Tatsache von gleichzeitig mit dieser in umfassendster Weise nachgebildeter Zinnobergeneration¹⁾ die Möglichkeit einer geringeren Barytbildung nach der Weise der ersten und ursprünglichen Gangentstehung nicht ausschliesse, vielmehr die Annahme ziemlich gleichartiger Bildungsverhältnisse mehr als nahelegt: hierfür spricht auch das gelegentliche stärkere Auftreten von Baryt II gegenüber Baryt I (S. 188, D). Zinnober- und Barytausscheidungen sind ja nicht notwendig vergesellschaftet, ihr erneutes Zusammenvorkommen in einer jüngeren Gangperiode lässt aber die Annahme einer grundsätzlichen Änderung des Gangwachstums nicht wahrscheinlich sein. Dies schliesst freilich nicht aus, dass im allgemeinen vielleicht Verhältnisse der Verschwächerung der Minerallösungen eingetreten sind, welche die ursprüngliche Ausscheidung und Emporführung z. B. von Baryt aus grösserer Tiefe sehr vermindert, dagegen die Möglichkeit der Auflösung von Baryt und des Wiederabsatzes in geringerer Menge als eines Emporrückens in ein höheres Stockwerk der Mineralabsätze zugleich mit einer Änderung des Kristallhabitus (unter Verringerung der Viscosität und Beweglichkeit der Lösungen) bevorzugen.

Es sei hier noch kurz auf das Asphalt- bzw. Erdöl-Vorkommen in den Quecksilberbereichen hingewiesen; es scheint mir wichtig hervorzuheben, dass die meisten dieser Vorkommen aus den Sedimentkuppen erwähnt werden, nur untergeordnet kommt Asphalt im Königsberg, in grosser Ausdehnung im Potzberg etc. vor; ich glaube, es ist ausgeschlossen (vgl. auch v. GÜMBEL l. c. S. 86) anzunehmen, dass dieser aus einer sicher hohen Temperatur hervorgegangen sei, in der auch Zinnober sublimiert worden wäre, also ein Produkt eines plutonischen Prozesses selbst sei: vielmehr wird seine Entstehung nach obigem eine untergeordnete Begleiterscheinung des Durchsetzens der erzabscheidenden Mineralwässer durch die Karbonschichten selbst sein. Wie die Vorkommen am Potzberg, wo ziemlich intakte Kohlenreste in ihren Spältchen von Zinnober durchsetzt sind, schliessen lassen, kann hier wohl nur das Bitumen der Schichten in Betracht kommen²⁾ und man wird hierbei an die tatsächliche Herstellung von Petroleumsubstanzen aus bituminösen Stoffen durch Solenwirkung erinnert, welche HEUSLER, die Theorie von OCHSENIUS bestätigend, ausgeführt hat. Die Mineralwässer der Zinnober-Barytgänge müssten demnach auch salinisch gewesen sein, wie die von Kreuznach, welche R. DELKESKAMP mit den Baryt- und Erzgängen dieser Gegend in Verbindung bringt, wofür wir auch in historischer Zeit noch NO. vom Potzberg bei Diedelkopf eine Salzquelle erwähnen können (vgl. unten).

Eine letzte Eröffnung der tiefen Herde geschah offenbar erst wieder in der Tertiärzeit zur oder kurz nach der Zeit der spaltentektonischen Entstehung des Reintalgrabens; sie äusserte sich — ganz abgesehen von den Erzbildungen auf Gängen der Trias (mittlerer Buntsandstein) in der südlichen Pfalz — auch in knolligen Barytabsätzen in den tiefsten Tertiärlagen mit Opalisierung und Verkieselungen von Tonlagern daselbst, Konzentrationen von Eisenoekertonen (Battenberg) neben Verkieselungen in Spalten des Buntsandsteins zunächst des Haardtrandes (Battenberg, Leistadt.

¹⁾ Einzelne Barytbeweisstücke aus den alten Bauen zeigen am Königsberg fast durchgängig auf älterem, rötlich gefärbtem, zum Teil dichten und opaken Baryt die durchsichtigere, jüngere Generation; eine zeigt an der Grenze zwischen beiden aber in letzterer Zinnober (S. 193). Über die Verhältnisse am Potzberg (Dreikönigszug und Elisabethgrube) vgl. unten S. 212 etc.

²⁾ Es sei auch daran erinnert, dass ein Bohrloch bei Bexbach (vgl. v. AMMON in Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 75) zwischen 405 und 460 m in Sandsteinen und Kluffüllungen von Kalkspat und Schwefelkies eine starke Anreicherung von Bitumen bzw. Petroleumgeruch erkennen liess.

Wachenheim). — Vereinzelt, aus dem Kohlengebirg in den unteren Buntsandstein übertretende Zerklüftungen (z. B. bei Spiessen, vgl. Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 139) zeigen in einer Gangmasse von 8 cm Breite Barytausscheidungen in der Mitte, nach dem Salband zu und in diesem selbst mit Eisenoxydhydrat gebundene Sandmasse und in ihrer Umgebung eine sehr auffällige Entfärbung des Sandsteins, welche zugleich an die grossartigen Entfärbungsvorgänge am Haardtrand erinnert.¹⁾

Es liegt nahe, diese Eröffnung mineralisierender Thermen mit den zwischen der Entstehung des Reintalgrabens und der beginnenden Tertiärablagerungen aufgebrochenen Basalten (Forst, Kreuznach) in Beziehung zu bringen; auch später sind noch Wirkungen kohlenaurer Quellen geologisch nachweisbar (vgl. Geogn. Jahreshefte 1902 S. 271—272). Es ist möglich, dass dieser Zeit auch die Entstehung der unser Gebiet nahe streifenden Salzquelle bei Diedelkopf angehört (vgl. GÜMBEL, Geol. v. Bayern II. S. 970), wo im 16. Jahrhundert aus 1% iger Sole Salz gewonnen wurde.

Jene Eröffnung der Gänge der Triasschichten während der Tertiärzeit könnte vielleicht den Gedanken nahelegen, ob nicht sämtliche Gänge des nordpfälzischen Berglandes dieser Periode angehören könnten, zumal auch Barytgänge daselbst in der untersten Trias beobachtet sind.

Die ganze Frage erledigt sich aber, wie ich meine, kurzerhand aus gewissen Tatsachen der Tektonik; es ist zweifellos nachgewiesen, dass die Baryt-Zinnobergänge von zwei sehr starken, die ganze Ganglänge erfassenden Störungsepochen durchsetzt sind, von welchen die letzte übereinstimmte mit einer Epoche, die in dem ganzen Pfälzer Sattel vor Ablagerung der Trias zahlreiche Äusserungen tangentialer Verschiebungen an kleineren Verwerfungsklüften selbst hinterlassen hat; diese Verwerfungen haben die Gänge als im wesentlichen fertige Gänge durchsetzt. Es ist hiermit die Frage aufgeworfen, dass, wenn man die Erzbildung als auf tertiären oder unmittelbar vortertiären Spalten entstanden sein lässt, so dass ihre Mineralwasser auf oligocäne Ablagerungen noch in günstigstem Falle während ihres Entstehens eingewirkt haben, welche zwei Störungsepochen namhaft zu machen wären, die in der oben geforderten Weise die fertigen Erzgänge durchsetzt und so auch die Tertiärablagerungen gestört haben müssten. Etwas irgendwie dem Vergleichbares fehlt im Tertiär durchaus. — Wenn man endlich die von A. LEPPLA beschriebenen,²⁾ in der Nachbarschaft grösserer Vertikalabsenkungen in der Trias hie und da auftretenden, ganz flachliegenden Rutschstreifen mit der erwähnten zweiten Störungsgruppe in den Erzgängen der Nordpfalz vergleichen wollte, so wären jene doch immer nur die nachbarlichen Begleiterscheinungen von Störungen, welche den Platz für die Erzgänge erst geschaffen hätten und diese nicht schon als fertige Gänge und zwar in den tatsächlichen Hauptverschiebungsflächen durchsetzen konnten.

Es liegt also kein Grund vor, die Mineralisierung der in Rede stehenden Baryt-Zinnobergänge von der Zeit der weitverbreiteten plutonischen, von reichlichen Erzinfiltrationen begleiteten oder von diesen bald nachgefolgten Periode der Permformation abzutrennen.

Für diese Zeitvergleichung dürfte auch das Vorkommen von Kupfer in den Porphyren von Donnersberg, Münster am Stein und Düppenweiler-Bettingen (vgl. preuss. Bl. Wahlen) herbeigezogen werden, welche Örtlichkeiten als drei Eckpfeiler des Pfälzer Sattels (vgl. Erl. z. Bl. Zweibrücken 1903 S. 130—131) bezeichnet werden können. Wenn auch hier ein Zusammenhang mit dem Quecksilbervorkommen nicht auffällig ist, so gilt dies doch für die Vorkommen von Mörsfeld, Stahlberg und Moschellandsberg; an gewissen Stellen des letzteren Erzgebietes waren Kupfererze (-Glanz und Lasur) durchaus nicht selten. — Ein Handstück der geogn. Sammlung zeigt einen Brocken zertrümmerten metamorphosierten Sediments, dessen feine Spältchen im inneren frischeren Kern zuerst mit Kupferglanz, dann mit Lasurkriställchen bedeckt sind; diese Erzbildung reicht noch in den Absatz einer etwas porösen Brauneisensteinkruste hinein, welche diesen Brocken von aussen umhüllt und, wie es scheint, einseitig nach einem Ganglumen völlig abschliesst; in der äusseren Zone dieser Kruste beginnt aber schon Zinnober sich einzustellen, der dann mit verhältnismässig dicker Schicht mit freien Kristallenden nach aussen das ganze bedeckt; in dieser Aussenschicht zeigt sich frischer Zinnober und frischer Lasur nebeneinander an einer kleineren Stelle, ersterer aber an der ganzen übrigen Fläche in massigerer Überdeckung von Lasur. Es kann gar kein Zweifel sein, dass hier das Kupfererz einen reichlichen Vorsprung vor dem Zinnobererz hat, jedenfalls nicht einer späteren Mineralisierungsepoche angehört. Gleiches kann von anderen Fundorten gesagt werden; nirgends

¹⁾ Ein dieser Auflagerungsgrenze und der Möglichkeit des Übergangs in die tiefsten Triasschichten allerdings nicht so naheliegendes Vorkommen von Baryt erwähnt v. AMMON vom Höcherberg bei der Grube Nordfeld in der antiklinalen Kulminationsregion des Ottweiler Schichtensattels (Erl. z. Bl. Zweibrücken S. 92).

²⁾ Jahrb. d. K. pr. geol. Landesanstalt etc. XIII 1892 S. 65 etc.

erscheint das Kupfervorkommen deutlich als eine sehr wesentlich jüngere Erzbildung einer ganz getrennt nachgefolgten Mineralisation, trotzdem an vielen Stellen Umwandlungen ergangen sind. Nach ВРЕГНАУРТ entstand (Paragenesis S. 258) das Amalgam vom Moschellandsberg aus quecksilberhaltigem Fahlerz, wie das auch an anderen Stellen angegeben wird (BLUM, l. c. II. Nachtr. S. 124 Zinnober nach Fahlerz vom Moschellandsberg und v. GÜMBEL, l. c. S. 101). — Ein in der älteren Belegsammlung von letzterem Fundort befindliches Stückchen zeigt eine Umhüllungspseudomorphose von Amalgam offenbar nach den daselbst nicht seltenen, langgestreckten Gipskriställchen, die aber völlig entfernt sind; die Innenfläche der Höhlung zeigt Anflüge von Kupferlasur, wie auch sonst das Vorkommen von Amalgam daselbst häufigst mit Kupferlasur und Malachit verknüpft ist. — Es könnte daher obiges Umhüllungsvorkommen von Zinnober um Kupferlasur auch als ein späterer Prozess angesehen werden, der auf sehr kupferhaltige Fahlerze in letzter Linie zurückgeführt werden kann, wenn nicht Zinnober nach Fahlerz nach BLUM als eine Verdrängungs-, nicht Umwandlungspseudomorphose zu gelten hätte. Immerhin setzte dann das Vorkommen von Kupfererzen wie Lasur etc. kupferhaltige Fahlerze mit Quecksilbergehalt voraus, also Kupfersalzlösungen in den ältesten Mineralwässern. — Die Umwandlungszeiten müssen aber schon sehr alte gewesen sein, denn die Bleche von Amalgam und gediegenem Silber sind schon in einer jüngeren Bewegungsperiode an Klüften ausgewalzt.

Eine eigentümliche, vielleicht für die Entstehungsart der Amalgamkristalle verwertbare Orientierung ist die, dass sie in Hohlräumen sitzen und zwar ursprünglich so, dass zwei Pole (der Kombination Rhomben- und Pentagondodekaeder in wechselndem Überwiegen einer Form) nur die seitlichen (oder oberen und unteren) Wände berühren, so dass endlich bei starkem Grössenwachstum die mittleren Flächen allein noch ausgebildet sind. Man hat den Eindruck als ob die Kristalle zuerst frei tropfenartig gewachsen seien; man weiss wenigstens nicht, auf welcher Seite der Anfangspunkt des Wachstums gewesen sein soll, als ob bei zuerst geringerem Silbergehalt und dem spezifischen Verhalten der umgebenden Lösung die Masse mehr der Oberflächenspannung einer unabhängigen, halbflüssigen Masse als den Kristallisationsgesetzen gehorcht habe. — Sie bilden meist die letzten Entstehungen. (Vgl. auch BLUM, Pseudomorphosen d. M. I. Nachtr. 1847 S. 114.)

Andererseits ist auch zu erwähnen, dass auf kleinen Eisenspatkrusten des Dreikönigszugs am Potzberg Bleiglanz koordiniert neben Zinnober allerdings als Seltenheit aufsitzt, dass in Calcitgängen des nahegelegenen Remigiusberges Malachit auftritt (vgl. auch die Ortsbezeichnung „Kupfererzlager“ NW. Altenglan).

Das Kupfervorkommen von der Fohlenweide bei Göllheim ist gangartig in dem obersten Oberrotliegenden, kann also noch sehr wohl als ein an die prätriadischen Spaltbewegungen angegliederter Nachzügler der permischen Periode betrachtet werden.

XVII. Die metamorphosierten Gesteine am Hochbusch und ihre Neubildungen.

Im vorhergehenden Kapitel wurde eine genauere Altersbestimmung der Hauptmineralisation der Erzzentren des Pfälzer Sattels versucht. Als eine Ergänzung zu diesen Erörterungen könnte noch folgende Behandlung der metamorphosierten Gesteine vom Hochbusch, dem Mittelpunkt des erreichsten Grubenfeldes Elisabeth am Potzberg, dienen; sie sei daher an dieser Stelle eingefügt.

Es wurde oben Kap. II, S. 100 und S. 101 schon kurz auf die mit einem sehr veränderten Eruptivgestein vergesellschafteten Sedimentgesteine am Hochbusch östlich von Föckelberg aufmerksam gemacht; es folgt hier noch eine genauere Schilderung der wichtigeren Typen dieses Gesteins.

Das Eruptivgestein ist nach E. DÜLLS mikroskopischer Diagnose ein porphyr- oder porphyritartiges Gestein, dessen inneres Gefüge stark metamorphosiert ist; es zeigt unter dem Mikroskop kleine Lücken mit kristallähnlicher Begrenzung, die auf die Fortführung von Feldspateinsprenglingen zurückzuführen sind und daneben sekundären Quarz. Dem makroskopischen Verhalten nach ist es auch ein grossblasiges Gestein, dessen Hohlräume eine Lagerungsanordnung nicht verkennen lassen, besonders wenn sie seitlich verlängert und in der darauf senkrechten Richtung komprimiert sind; ihre Form ist dann länglich rundlich mit unregelmässigen Einschnürungen und Sackapophysen; es wurden aber auch Stücke gesammelt mit ebenso scharf begrenzten, ziemlich regelmässig rund-

lichen Löchern; sie zeigen nicht unähnliche Form mit vergleichbaren Räumen, welche ich gelegentlich im Porphyry vom Königsberg fand und S. 216 beschrieben habe, wie ich sie aber auch in schönen Belegstücken vom Lembergporphyry (Oberhausen) und vom Rothenfelsporphyry (Traisen) einsammelte. — Ebenso wie die Blasen scharf begrenzt sind, so sind auch die in ihnen vereinzelt sitzenden Mandeln scharf gegen das Gestein geschieden. Meistens ist die Blase hohl geblieben und es zeigen sich auf ihrer Wand, von einer Kruste eines Brauneisenmulms bedeckt, vereinzelt, aber auch dicht gesetzte, liegende und stehende Quarzkriställchen schon unter der Lupe bis zu 3 mm Länge. Manchmal ist auch die Blase ganz erfüllt von einem tonigen Eisenmulm, an anderer Stelle ist auch die Grenze gegen das Gestein mit harter, hornsteinartiger Kieselsubstanz bedeckt, auf der einzelne Quarzkriställchen und Psilomelanknöpfchen aufsitzen. In anderen Fällen ist die ganze Erfüllung einheitlich gehärtet oder mit einem Netzwerk von Kieselausscheidung durchsetzt und bilden harte Mandeln im Gestein. Vereinzelt fand sich auch eine hellweisse, weiche, specksteinartige Masse als Blasenfüllung, wie sie vom Königsberg S. 216 erwähnt wird.

Die Farbe des Gesteins ist im ganzen rötlichbraun, es hat aber in den frischeren Stücken eine Nuancierung ins licht Violettgraue; es zeigt gangartige Züge, an denen sich Rutschflächen bemerkbar machen, die ganz aus sehr feinkörnigem Hämatit mit einzelnen grösseren Quarzausscheidungen bestehen. An frischeren Stücken erkennt man ganz gut noch die Umrisse der zersetzten grösseren Feldspateinsprenglinge; meist sind sie verschwunden und verursachen eine — abgesehen von den ungleich verteilten Blasen — nicht sehr unregelmässige, fein porös-zellige Gesteinsoberfläche. Es ist aber auch die Umsetzung noch weiter gediehen; es zeigt sich dann durch reichlichere Kieselsäureausscheidung ein etwas gröber maschiges, quarzitisches Netzwerk, in deren unregelmässigen kleinen Poren die Substanzfortführung einen höheren Grad erreicht hat und, abgesehen von sparsam vorhandenen, mulmigem Material, sehr kleine, glashelle, stengelige Quarzkriställchen noch mit der Lupe zu erkennen sind. Dieses Gestein würde man, wenn nicht die Übergänge dazu vorlägen und in den Blasenräumen noch ein wichtiger Anhaltspunkt versichert wäre, kaum für ein verändertes Porphyrgestein halten, wenn auch ein Anschluss an irgend eines der vorhandenen Sedimentgesteine unmöglich ist; es hat makroskopisch fast eher das Aussehen einer sehr feinschichtigen, unreinen Kieselsinter-Neubildung.

Der Inhalt der mürbtonigen Blasenfüllungen zeigt u. d. M. neben dem eisengefärbten Ton mit Quarzsplitterchen von sehr unregelmässiger Form auch Quarzkriställchen mit feinsten, nadelartigen Einschlüssen, welche Dr. PFAFF für Rutil hält, trotzdem die Diagnose nicht genau zu stellen ist; es ist dies aber aus weiter unten zu besprechenden Gründen mehr als wahrscheinlich. Die Entstehung der feinen Quarzsplitterchen ist offenbar als rein mechanisch aufzufassen. Durch die Metamorphose des Gesteins (Fortführung von Feldspat) entstehen Raumverminderungen unter dem Gebirgsdruck, welche an den Wänden der Blasenräume zwar keine Veränderung des Gefüges, doch durch minimale Bewegungen kleine Absplitterungen verursachen.

In einzelnen Drusen sitzt in dem von den feinen Quarzkriställchen freigelassenen Innenraum, zum Teil die Kriställchen seitlich umfassend, ein Aggregat viel grösserer, zusammengescharter, tafelförmiger Blättchen, die man ihrer äusseren Form nach für Baryt halten könnte, aber bei matter, graulichweisser Oberfläche aus einer undurchsichtigen, opaken, wie mürber Hornstein aussehenden Masse bestehen; man hat es hier offenbar mit einer Pseudomorphose zu tun, die näher zu verfolgen das geringe Vorkommen einstweilen verbietet.

Auch das am Ländstel (Matzenbach-Fockenbergr) in ungenügenden Aufschlüssen aufgefundene Eruptivgestein, nach E. DÜLL ein zersetzter Quarzporphyry, zeigt eigentümliche, mit Eisenerocker erfüllte, ziemlich scharf umgrenzte Partien, in welche lediglich Quarz in zahlreichen, etwas rauhfächigen, kurzen, dicken Kriställchen bis 2 mm Länge eingewachsen sind. Es scheint wohl, als ob diese Räume ursprünglich blasig gewesen wären, ich bin aber nicht sicher; jedenfalls haben sie in Form und Ausfüllung viel Ähnlichkeit mit gewissen rundlichen Höhlungen, welche ich im Porphyry vom Königsberg beobachtete, deren Entstehung als weitgehende Zersetzung und Auslaugung ursprünglich konkretionärer Differenzierungen im Gestein dort ganz zweifellos ist.

Unmittelbar an das merkwürdige Eruptivgestein angelagert sind vom Hochbusch nach Westen zu hornsteinartig umgewandelte, oft stark eisendurchtränkte Schiefer, nach Osten ein konglomeratischer bis sehr grobkörniger Sandstein zu erwähnen. Letzterer zeigt in hohem Grade bemerkenswerte Eigenheiten, die schon makroskopisch und unter der Lupe die Aufmerksamkeit erregen.

Zwischen den groben Quarzkörnern zeigen sich ziemlich grosse, meist eckig begrenzte Höhlungen; ausser milchigweisslichem oder pellucidem Quarz und weissem Glimmer sieht man sonst keine grösseren Gemengteile; da nun in den Konglomeraten und groben Sandsteinen seitlich von dieser Region bei gleicher Korngrösse die Feldspäte nicht fehlen, so muss man folgern, dass jene eckigen Räume verschwundenen Feldspäten entsprechen, dass also hier dieselbe Erscheinung im grossen vorliegt, wie sie E. DÜLL von dem erstbesprochenen Eruptivgestein im kleinen u. d. Mikroskop erwähnt hat. Auch die mikroskopische Untersuchung des Gesteins ergab keine Feldspäte mehr, dagegen einerseits mit Suturen verwachsene Quarze von verschiedener Durchsichtigkeit, vereinzelte glashelle Glimmer und andererseits verschiedengestaltige eckige Hohlräume, in welche lange, stabförmige Gebilde von sechs- bis dreieckigem Querschnitt, mit typischen Quarzkriställchen untermischt, freistehend drusenartig hereinragen. Diese auffälligen Mineralgebilde lassen sich in den zahlreichen, viel grösseren Feldspatlücken auch deutlich erkennen, wo sie in grünlicher Färbung mit lebhaftem, oft fast metallischem Glanz in allen Stadien der Länge, Dicke und Dichte der Gruppierung, oft in stärkster Verfilzung bei fein haarartiger Ausbildung bis 0,75 cm breite Hohlräume erfüllend, mit blossem Auge und der Lupe zu beobachten sind. Ganz vereinzelt bis 3 mm lange und 0,3 mm dicke Kriställchen in den Hohlräumen sind stark längsgestreift, an einem Ende besenartig sich zerspleissend zu sehen.¹⁾ An einzelnen Stellen erfüllt dieses Mineral in sehr feinen Aggregaten, auch eisenschüssig gebunden, gangartige, schalige Partien des Gesteins; Hohlräume von Pflanzeneinschlüssen sind öfter derart erfüllt mit einer locker verfilzten, leicht zerfallenden Masse dieser feinsten Nadelchen, dass ich in kurzer Zeit der Einsammlung eine kleine Schachtel damit füllen konnte.

Die Quarze bedecken meist unter ersterwähnten Kriställchen die Wände der Hohlräume, sind aber auch häufig fast allein entwickelt und haben durchschnittlich viel geringere Länge und etwas grössere Dicke. — Das Ganze ist häufigst überdeckt von einer Psilomelankruste, die auch sehr oft ohne jene älteren Mineralien die Hohlräume auskleidet; seltener zeigt sich statt dessen eine dickere Roteisenkruste, wobei auch zu erwähnen ist, dass alle Quarze schwach durch fest aufsitzen- de mikroskopische Eisenerze rötlich gefärbt sind.

Herr Dr. F. W. PFAFF hat die mikroskopische Untersuchung an einzelnen Mineralien ausgeführt und teilt mir folgendes mit: „1. Turmalin (bildet die Hauptmasse der oben beschriebenen faserigen bis feinstengeligen Drusenerfüllungen) in Nadeln von, so weit sie mir vorlagen, 1—1,3 mm Länge bei 0,1—0,3 mm Breite und darunter. Auf dem Goniometertisch lassen die rhomboedrischen Endflächen, sowie jene bekannten, durch verschiedene Prismen, welche jedoch ihrer geringen Ausdehnung halber nicht messbar sind, dreiseitig gerundeten Querschnitte der Säulchen (vgl. oben) den Turmalin als solchen gut bestimmen. Im durchfallenden Lichte beobachtet, zeigen die Nadeln ziemlich starken Pleochroismus sowie negativen Charakter der Doppelbrechung. Sie sitzen mit kleinen Quarzkristallen — ganz zweifellos als Neubildungen — an den Wänden der Drusen fest. 2. Anatas.

¹⁾ ZIRKEL, Petr. 1 S. 387: „Im Dünnschliff bildet der Turmalin unregelmässig polygonale Querschnitte und langleistenförmige Längsschnitte, welche oft an den Enden ausgezackt und dismembrirt sind. Zusammenlagerung kleiner prismatischer Kristalle zu einem grösseren Individuum wird häufig wahrgenommen.“ Auch dies hier schön zu beobachtende Verhalten bestätigt die Bestimmung des Minerals als Turmalin durch Dr. F. W. PFAFF.

Ausser einem vereinzelt Vorkommen im Gesteinsdünnschliff und zwar in enger Verbindung mit 1. wurde ein schöner Kristall in einem ausgebrochenen Drusenstück genauer untersucht; er ist ungefähr 0,4 mm lang und 0,15 breit und als Doppelpyramide ausgebildet. Es konnte der Winkel der Hauptpyramide gemessen werden und zwar zu 136° und einige Minuten; die Fläche selbst erscheint gestreift, was durch das Auftreten von zwei Systemen von Pyramidenflächen verursacht ist; aus den Lichtreflexen konnte gemessen werden, dass die Neigung der Flächen des einen Systems um ungefähr 5° , die des andern um ungefähr 10° gegen die Hauptpyramide geneigt ist. Die Flächen gehören also zwei stumpfen Pyramiden an; über der Pyramide tritt noch die Basis als kleine Endfläche auf. Eine Einschnürung in der mittleren Region des Kristalles beweist den Aufbau aus zwei Doppelpyramiden. Der Kristall ist dunkelbraun, durchsichtig und hat starken metallischen Diamantglanz.“

Der von Dr. PFAFF hauptsächlich untersuchte Kristall sitzt in der erwähnten Druse fest auf den spitzen Enden der kleinen freien Säulchen von Quarz, die von einigen Turmalinspiessen wie stets überwachsen und schief überlagert sind. Wie alle die besprochenen Bildungen richtet der Anataskristall seine sehr wohl ausgebildete, spitze, obere Pyramide nach dem freigebliebenen Raum der Druse und erweist sich so als eine in innigem Zusammenhang mit den beiden anderen Substanzen als in den Raum freier hingewachsene Neubildung. 3. Quarz: Die Art seines Vorkommens wurde mehrfach erwähnt; die mikroskopische Untersuchung lässt keine weiteren besonderen Merkmale erkennen, als dass er sich scharf von den übrigen Quarzen des brecciös grobkörnigen Sandsteins als Neubildung abhebt; er ist etwas kleiner als die Quarze in den Blasenräumen des oben besprochenen veränderten Porphyrgesteins, zeigt keine Einschlüsse, umwächst aber schwach den Turmalin.

Die mikroskopische Untersuchung, sowie mehrere Versuche mit der Boraxperle lassen H. Dr. PFAFF das sparsame Vorkommen von Kassiterit zwischen den Turmalinadeln nicht ausgeschlossen erscheinen. Um besonders darüber mehr Klarheit zu schaffen, hat Herr A. SCHWAGER noch eine Prüfung des spezifischen Gewichtes vorgenommen.

Es wurden einige grössere Splitterchen von dem Handstück abgeschlagen, wobei sich schon von den in den eckigen Löchern befindlichen Substanzen manches löste; dann wurden aber auch die Splitter selbst mit der Zange zerkleinert und der Rest der grösseren Teilchen noch zwischen zwei Platten zerdrückt, so dass zahlreiches, locker aufsitzendes Kleinmaterial sich abbröckelte, obwohl noch immer kleinere, unter dem Mikroskop aber nicht unerheblich erscheinende Mengen an den Sandsteinquarzen fest haften blieben.

Die Trennung geschah mit Methyljodid, nachdem vorher ein Teil des Materials zwischen dem spezifischen Gewicht von Quarz und Kalkspat ausgeschieden war; als spezifisch nächst schwerere Substanz zwischen Quarz und 3,3 schied sich schwebend ein grosser Teil der stengeligen Gebilde aus, die also Turmalin sind; ein Teil der Masse sank aber; in dieser waren unter anderen, gleich zu besprechenden Teilen noch Stengelchen, die aber durch Erzbeschwerung untergesunken waren. Nach Behandlung mit starker Säure und abermaliger Scheidung blieb nur wenig stengelig faserige Substanz zurück, die auch noch zum Teil „mitgerissener“ Turmalin war; das Vorkommen von Kassiterit wäre also in dieser Probe auf ein Minimum beschränkt, wobei allerdings zu bemerken ist, dass auch die übrigen Substanzen sehr ungleichmässig verteilt sind.

Der Rest der von Herrn A. SCHWAGER geschiedenen Substanzen zeigte noch sehr interessante Einzelheiten; sie wurden zu mikroskopischen Präparaten ver-

wendet, auf deren Grund sich noch folgende Ergänzungen zu den an leitender Stelle gebrachten Diagnosen von Herrn Dr. PFAFF beibringen lassen.

Unter dem spezifisch schweren Material befand sich vor allem noch Anatas in auffällig zahlreichen Kriställchen in der von Dr. PFAFF oben gegebenen Charakteristik; häufigst zeigen sie in der dicksten Region der Doppelpyramide mehrere einspringende Winkelflächen, wie in der Hauptachse mit breiter Basis eingeschalteten Individuen vergleichbar, von denen nur schmale, bis zur Basis ober- und unterhalb der Randkanten entwickelte Teile der Pyramidenflächen sichtbar sind. Oft zeigen sich an einem Ende 2—3 kleinere Pyramiden, am andern nur eine. Vereinzelt umschliesst der Anatas Endigungen der Turmalinnadeln, was beim Quarz einem gleich zu besprechenden, zu flacher Tafelentwicklung geneigten Mineral selbstverständlich viel häufiger gesehen wird. Es ist also dies in „wunderschön klarer und scharfer Ausbildung“ der Kristalltypus, den THÜRACH (Verhdl. der physik. med. Gesellschaft Würzb. N. F. XVIII. Bd. 1884 Fig. 11) darstellt und als die häufigste Form des mikroskopischen Anatas bezeichnet, bei der aber durch das Zurücktreten und Verschwinden der Basis der pyramidale Habitus hervorspringt.

Obwohl die Verbreitung der mikroskopischen Anatas nach THÜRACH eine ganz enorme ist, so soll doch die Menge, in der er z. B. neben Zirkon und Rutil vorkommt, beträchtlich kleiner sein. Er kommt nach THÜRACH nicht in den frischen kristallinen Gesteinen und Sedimenten, sondern in verwitterten und zersetzten, besonders solchen, welche eine ziemliche Menge Kaolin oder Feldspat enthalten oder enthalten haben; auf sekundärer Lagerstätte ist er meist stark abgerollt und zeigt verschiedenen Habitus und Farbe, so dass THÜRACH nur in seltenen Fällen über die Lagerstätte zweifelhaft sein konnte.

Abgesehen von der besonderen Art des Vorkommens mit den Drusenmineralien (vgl. oben S. 201) sprechen also alle Kennzeichen, die THÜRACH angibt, dafür, dass der Anatas hier eine Neubildung ist. Nicht im geringsten spricht dafür, dass alle Anatas hier sehr übereinstimmenden Kristalltypus und Farbe besitzen, der zweite Typus (Th.) fehlt ganz. THÜRACH legt auch Wert auf das in vielen Fällen beobachtete Zusammenvorkommen mit oft in grosser Menge neugebildeten Bergkristallen in Sandsteinen, kaolinisierten Gneissen und Graniten, sowie in drusigen Porphyren l. c. S. 35; er glaubt zwar, dass es im allgemeinen „nicht nötig ist, zu seiner Bildung die Mitwirkung von sauren und heissen Fumarolen anzunehmen“, doch schliesst das nicht aus, dass er sich gelegentlich unter diesen Prozessen ähnlichen Vorgängen gebildet hat, wo Feldspat sich unter aussergewöhnlichen Begleiterscheinungen und Neubildungen aufgelöst hat, besonders wenn er an dessen Stelle in einer immerhin auffälligen Anreicherung auftritt.

Neben den typischen Anatastrkristallen kommt in dem Präparat von A. SCHWAGER nicht weniger zahlreich und in völlig gleicher Klarheit und Schärfe der Ausbildung, sowie Schönheit der Erhaltung ein rhombisches Mineral vor, das wir der äusseren Form nach zu allererst für Baryt hielten. Andererseits sprechen aber wichtige Gründe für die Annahme, dass es sich um Brookit handle; eine völlige Identität in der Form und der Art der Verwachsung liegt vor mit den von H. THÜRACH l. c. Fig. 23 S. 4 und 26 abgebildeten Funden. Die Streifung des Prismas und des Makropinakoids ist womöglich noch schärfer; die Farbe ist fast durchwegs schwachgelblich bis farblos. Am Rand der Kristalle ist vereinzelt ein mehr und weniger schwaches Blau zu erkennen; die Umgrenzung der verschiedenen Färbung ist unbestimmt und unregelmässig. Ein Pleochroismus ist schwach, doch merkbar zu erkennen. Im polarisierten Licht zeigen sich die von THÜRACH erwähnten leuchtenden Interferenzfarben, besonders ein leuchtendes Blau mit einem Stich ins Violette (fast ausnahmslos).

Eine Reaktion auf Baryt blieb aus, so dass dieser auch deswegen ausgeschlossen ist; die Titansäurereaktion wurde wegen der geringen Menge und Kleinheit des Objekts nicht ausgeführt.

Aus allem ist also die Entscheidung zu treffen, dass Brookit vorliegt. Nach THÜRACH kommt er auch mikroskopisch gewöhnlich neben Anatas vor, wo beide primärer Entstehung sind; auf sekundärer Lagerstätte, in Sedimentgesteinen sei er meist abgerollt und nicht als Neubildung zu betrachten. — An unseren Kristallen ist die Tatsache der Neubildung in den Drusen deutlich zu erkennen, da die gering ausgedehnten Anwachsungsregelmässigkeiten an anderen Nadeln, Kristallspitzen der Drusenminerale scharf ausgeprägt sind; wie mehrmals mit völliger Schärfe beobachtet, wurden Turmalinnädelchen von der Spitze und der Seite von Brookit schön und klar umwachsen. In kristallinen Gesteinen kommt Br. nur vor, wenn dieselben zersetzt sind. THÜRACH und R. BECK haben den Brookit indessen auch als Kontaktmineral in einem Knotenglimmerschiefer von an Granitit angelagerten silurischen Gesteinen (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1892 I. S. 159) erkannt; er wird als lokal angereichertes Ausscheidungsprodukt aufgelösten Rutilis betrachtet, der vor der Metamorphose in Gesteinen gleichmässiger verteilt war. Die Annahme des Vorkommens des Minerals als Neubildung an unserer Örtlichkeit und bei den hier beobachteten Verhältnissen würde nach vorstehendem (z. B. der Verwachsung mit Turmalin) kaum ein Bedenken erregen können; es ist auch für ihn hervorzuheben, dass die Anzahl der im Präparat frei auftretenden Individuen im Verhältnis zu dem aufgewandten Material eine auffallend grosse genannt werden muss.

Auf das Vorkommen von Zirkon in dem Ausfallpräparat der spezifisch schweren Mineralien machte mich gleich Herr A. SCHWAGER aufmerksam. Ausser einer kleinen Anzahl von wie es schien frischen Bruchstücken des schon durch seine hohe Brechung, seinen Glanz und seine Interferenzfarben charakteristischen Minerals zeigen sich auch ziemlich zahlreich jene rundlichen, meist fast lang elliptischen, selten gedrungen runden, fast walzenförmigen Körner, an denen die Kristallflächen etwas bis viel weniger deutlich facettiert ausgeprägt sind; sie verleugnen aber doch nicht den tetragonalen Habitus. Vereinzelt sehr schöne Formen zeigen die Kristallform, die H. THÜRACH l. c. Fig. 1 und 3 darstellt, aber auch seltener ganz kurze Formen nach Art der Fig. 4, nur noch etwas gedrungener und an den Kanten verwischter. In allen Fällen zeigen sie cavitätenartige Einschlüsse, die oft grob schlauchartig aussehen und von der Oberfläche des Kornes eintreten, wie sie v. CHROUSTSCHEFF Tscherm. Petr. Mitteil. Bd. 7 Taf. VIII vielfach abbildet. Auch die zonare Struktur ist, rundlich bei runden Kristallen, eckig bei scharf entwickelten Flächenkanten, an mehreren Kristallen deutlich.

Die Zahl der vorhandenen Zirkone ist in jedem Falle auffällig gross gegenüber dem relativ geringen zur Gewichtsscheidung verwendeten, überhaupt zur Verfügung stehenden Material.

Während nun für Anatas und Brookit, sowohl nach den Tatsachen als auch besonders im Hinblick auf die Untersuchungsergebnisse H. THÜRACHS kein Zweifel sein kann, dass sie auch an dieser Stelle Neubildungen sind, ist dies für den Zirkon von vornherein weniger sicher, obwohl sein Vorkommen als Neubildung in Drusen massiger Gesteine sicher gestellt ist, daher die Wahrscheinlichkeit hier gross ist. Wie aus den Untersuchungen THÜRACHS und DERBYS (vgl. ZIRKEL Petrogr. I. S. 400) hervorgeht, lässt sich aus der äusseren Gestalt kein Schluss ziehen: „es finden sich Zirkone auch in unzweifelhaften Eruptivgesteinen mit abgerundeten Gestalten, in Sanden und Kiesen mit so scharfen Kanten und so starkem Glanz, wie in irgend einem Eruptivgestein.“ — Wenn er vielleicht auch nicht für sich angeschwemmt und dem grobkörnigen Sandmaterial beigemischt angesehen werden könnte, so läge doch noch eine weitere Möglichkeit vor; ZIRKEL bemerkt l. c. S. 399—400, dass der Zirkon als älteste Festwerdung in den eruptiven Silikatgesteinen auch von den Gemengteilen dieser umschlossen (z. B. von trübem Feldspat) und darin versteckt sei, dass man oft erstaunt sei, wie viele derselben bei der Behandlung des Gesteinspulvers mit Flusssäure zurückbleiben, während der Dünnschliff nur wenige erkennen lässt, wodurch sich auch die auffallende Anreicherung im Gneiss- und Granitschutt erkläre. Diese Anreicherung wäre, entgegengesetzt jener des Anatas und Brookits in zersetzten und verwitterten Eruptivgesteinen, nur eine scheinbare und relative. Es wäre daher die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass unsere Zirkone als Auflösungsrückstände der gänzlich verschwundenen Feldspäte zu betrachten seien. Dann müsste er, der doch sonst im allgemeinen als quantitativ nur spärlich vorhandener Gemengteil anzusehen ist, auch in

den übrigen Potzbergkonglomeraten in ähnlicher Menge vorhanden sein. Zu einer Prüfung dieser Tatsache wurde das obere Potzbergkonglomerat (nicht die wechselnd entwickelte Grenzschicht) auf dem Pfad von Matzenbach nach Neunkirchen bei Pkt. 339 gewählt, welches jenem vom Hochbusch entspricht, von der Quecksilberregion entfernt liegt und in jeder Beziehung das nächst günstigste Vorkommen darstellt, von dem man sagen könnte, dass es von irgendwelchen Umbildungen und Neubildungen am wenigsten betroffen ist; zugleich wurde das Material an einer Stelle entnommen, wo, ohne dass der Zusammenhang gelockert war, die Feldspäte derart vermürbt sind, dass eine Schlämzung die besten Aussichten bot. Es konnte hier ausserdem ungefähr das 20 fache des Materials zur Ausschlämzung gelangen als bei dem Hochbuschgestein.

Es musste zuerst eine ausserordentliche Menge der intensiv roten, tonigen Bestandteile bzw. mulmigen Verwitterungsprodukte ausgeschlämmt werden, ehe das Material zu einer Vorprüfung bzw. weiteren Behandlung fähig war; darnach zeigten eine Anzahl Stichproben als frische Neubildung verhältnismässig selten kleine Quarze (Säulchen mit zweiseitig oder einseitig entwickelten Pyramiden), vereinzelt als Fortwachsung auf einem Sandkorn festsitzend zu beobachten. Weiter zeigte sich noch viel vereinzelter Zirkon, zum Teil trüb, zum Teil völlig klar mit schön erhaltenen Kristallflächen, sonst nichts. Diese Art der Stichprobe gibt zwar keine klare Übersicht der Quantität des Vorkommens, jedoch zeigt die Form der vorgefundenen Zirkonkristalle sich völlig gleich mit der Art ihres Auftretens im Hochbuschgestein, wenn auch die Menge ganz zweifellos bedeutend geringer ist. Doch wage ich nicht, da durch ein Missgeschick das Material verunreinigt wurde und die spezifische Trennung nicht vorgenommen werden konnte, auf Grund genauerer Schätzung die Zirkone des Hochbuschgesteins für Neubildungen zu erklären.

Die Zusammenfassung des Tatsächlichen ergibt: In Hohlräumen des entfernten Feldspats, der verschwundenen tonigen Beimengungen des Gesteins und der Pflanzeneinschlüsse haben sich in drusigen Neubildungen Quarz und **Turmalin** in einem der Anzahl und Grösse der Hohlräume entsprechenden, recht beträchtlichen Masse angesiedelt; begleitet ist dieses Vorkommen in Paragenese von Kassiterit (?), hauptsächlich von Anatas und Brookit in zweifellosen Neubildungen, von Zirkon in einer für die Annahme von Neubildung nicht ungünstigen Menge; das Ganze, mit spärlich eingestreutem Zinnober, ist besetzt von diffusen Eisenerzen, Psilomelankrusten als letzter Entstehung. Dem entspricht in dem feinkörnigen, dichten Eruptivgestein ein vergleichbares Vorkommen von Quarz mit reichlich eingeschlossenem Rutil und die erwähnte nicht genau definierbare Pseudomorphose (Quarz noch Baryt?). Alle Neubildungen sind als gleichzeitige zu betrachten (Nachtrag!)

Zur Charakteristik der ganzen Erscheinung dient das höchst bemerkenswerte Quarz- und Turmalinvorkommen, besonders letzteres als wichtigster Umstand. Neubildungen von Turmalin in jüngeren als devonischen Sedimentgesteinen sind nicht bekannt und in älteren wird seine Entstehung auf Kontaktwirkungen mit Granit zurückgeführt und zwar auf Prozesse postintrusiver Metamorphose unter Begleitung von Fumarolenwirkungen. „Akzessorisch in älteren, sauren, körnigen Massengesteinen, insbesondere an der Peripherie und in der Nähe von Gängen; seltener in Quarzporphyren.“¹⁾ THÜRACH erwähnt ihn in einem Quarzporphyr aus dem Spessart (Sailauf) noch häufig; in Basalten bei Weilburg und Kreuzberg aber selten. Im allgemeinen gilt ZIRKELS Angabe: „In den jüngeren Massengesteinen kommt Turmalin nicht mehr vor.“

Das Vorkommen der beiden Hauptmineralien an Stelle verschwundenen Tones und Feldspates verweist uns zunächst auf die Pseudomorphose von Turmalin nach Feldspat, dann auf den Ersatz von Feldspat in Quarzporphyren durch ein Aggregat von Turmalin und Quarz, denen sich auch ähnliche Vorkommen von Zinnerz anschliessen (vgl. z. B. ROTH, Allg. und chem. Geol. I. S. 313—315). Die Art des

¹⁾ Z. B. sekundär auf Klüften und Haarspalten des roten Porphyrs der Umgegend von Lugano nach HARADA.

Vorkommens weist auf eine gemeinsame oder sehr nahe verwandte Art der Umwandlung von älteren, sauren Gesteinen und ihrer Kontaktgesteine durch nachträgliche Einwirkungen auf beide. In weiterem Umfange wird man das Phänomen am Hochbusch als eine Art Vergreisung des Eruptivgesteins und des angelagerten arkosischen, grobkörnigen Sandsteins bezeichnen können, bestehend 1. in einer ausserordentlichen Silifizierung, 2. in einer Neubildung von Turmalin mit etwas Zinnstein. ROSENBUSCH wendet für die Charakterisierung der Entstehung der Turmalingranite, Greisen und Turmalinfelse den Ausdruck pneumatolytische Facies bzw. pneumatolytisches Kontaktphänomen (vgl. Ph. d. G. 1896 S. 82 u. 104) an und verweist auf die bekannten Versuche DAUBRÉES zur künstlichen Darstellung der Zinnerzparagenese, welche auf dabei stattfindende fluor- und borhaltige Exhalationen hindeute. DAUBRÉE veranlasste ein der künstlichen Entstehung von Zinnerz analoges Experiment, auch die Gänge mit Titanmineralien auf pneumatolytische Weise zu erklären. Das auffällige gleichzeitige Vorkommen von solchen Mineralien (neben Turmalin und [?] Kassiterit) in den Drusen des Hochbuschsandsteins würde auf ähnliche Prozesse hinweisen, wobei sicher die Bemerkung R. BECKS (Erzlagerstätten S. 444) bezüglich der Zinnerzlagerstätten mit Turmalin zu Recht gilt, dass man sich nicht vorstellen darf, dass es allein Dämpfe gewesen sind, sondern vielmehr eine Mischung von heissen Lösungen und Dämpfen, welche die Lagerstätten erzeugten.

Diese Annahme dürfte auch einfacher zu den späteren Stadien des Prozesses hinüberleiten, wo in unserem Gebiete die Ausscheidungen ganz lediglich als die aus Thermalwässern angesehen werden müssen, wie auch noch heute Borsäure in Geysirs und in den ausser Gold, Silber, Kupfer und Blei auch Zinnober, Pyrit und Opal absetzenden Thermen von Sulphur Bank und Steamboatsprings vorkommen (vgl. R. BECK l. c. S. 45, 448 und in OCHSENIUS, Barrenwirkungen, Zeitschr. f. pr. Geol. 1893 S. 226). Auch Titansäure wird in Thermen angegeben, desgleichen Fluor, wobei ich daran erinnere, dass in dem Baryt-Kupfer-Quecksilbergebiet von Kreuznach daneben auch Flusspat (Hardt noch LASPEYRES l. c. S. 837) erwähnt wird.

Der Grundzug sämtlicher Veränderungen in der Umgebung der pfälzischen Quecksilbergänge ist eine hochgradige Silifizierung, mit welcher auch an anderen Stellen öfters eine völlige Auflösung der tonerzeugenden Mineralien und Komponenten klastischer Gesteine zu beobachten ist, wie beim Hochbusch, wenn auch bis jetzt sonst nirgends so merkwürdige Begleiterscheinungen wie von letzterem Orte bekannt geworden sind; wie hier die Silifizierung des Eruptivgesteins eine hochgradige geworden ist, so zeigen sich analoge Erscheinungen auch an anderen Kernpunkten der Quecksilberimprägnationen und können zeitlich von dieser nicht getrennt werden. Die Erscheinung am Hochbusch darf daher nur als ein lokal sehr intensives Auftreten der gesamten Gang- und Gesteinsmineralisierungen angesehen werden, vielleicht als ein lokal in höhere Regionen emporgedrungener Zeuge der ältesten Phase des ganzen, lang andauernden Prozesses, dessen jüngere Phase die Zinnober-, Baryt-, Quarz- und Psilomelanbildungen wären, welche zum Teil noch in die der Haupterzregion der Elisabethgrube benachbarten Hochbuschgesteine übergreifen. Dabei ist daran zu erinnern, dass am Hochbusch zwischen dem Haupterzgebiet und dem Hauptmetamorphosengebiet (? einschliesslich des Eruptivgesteins) eine Verwerfung liegt, welche eine relative Hebung des letzteren verursacht hat.

Hiermit kommen wir zu der Feststellung des Zeitpunktes der Metamorphose; obwohl hier ein Kontakt vorliegt, so kann doch von einer Kontaktmetamorphose

nicht gesprochen werden; hiermit könnte wenigstens nicht jene unvermittelte „kaustischer“ Art gemeint sein, sondern die Kontaktmetamorphose im weitesten Sinne; ferner sind, da das Eruptivgestein in ganzer Masse selbst hochgradig dem sekundären Prozess anheimgefallen ist, alle Wirkungen ausgeschlossen, welche vielleicht dem „Eindringen des bei der Erstarrung ausgeschiedenen Wassers“ zugeschrieben werden könnten.

Wenn auch vielleicht nicht die Umwandlung unmittelbar an das Auslaufen der Porphyrreruption selbst zu knüpfen ist, so muss sie doch sehr bald darauf erfolgt sein und noch in der Wirkungsweise der an den Durchbruch der älteren sauren Gesteine geknüpften Mineralbildungen stattgefunden haben. — Wie wir ähnliches schon für die Entstehung der Quecksilber-Barytgänge am Königsberg angenommen haben, wird auch der Durchbruch der Borsäure- und Titansäure-haltigen Exhalationen bzw. Thermen durch die bei der Erstarrung entstandene Zerklüftung, die sich anschliessenden lokalen Senkungen und die hierdurch veranlasste neue Eröffnung der tiefen Herde ermöglicht worden sein; er ist der Intrusionszeit der Melaphyrmagmen offenbar knapp vorhergegangen, durch welche die Mineralisierung von neuem eingeleitet oder in verstärkter Masse emporgeführt wurde.

Mir scheint hierdurch die Zeit der gesamten und hauptsächlichsten im Permkarbonsattel enthaltenen Erzgangzentren auf die Phasen der permischen Eruptionsperiode festgelegt zu sein; das lokal entwickelte reichliche Turmalinvorkommen kann man gewissermassen als Leitfossil für das noch vorwiegend paläozoische Alter der gesamten Mineralisierung betrachten. Es sprechen ja ausserdem viele und wichtige Wahrscheinlichkeitsgründe und Homologien für dieses Alter, es muss aber zugestanden werden, dass man sonst keinen zweiten so zwingenden Grund gegen die Annahme anführen könnte, welche diese Mineralisierung z. B. als tertiären Alters zu betrachten geneigt wäre (vgl. oben S. 197).

XVIII. Kurze Übersicht über die Entstehung der erzführenden Bergkuppen der Pfalz.

Es ist fröhe schon den Bergbautreibenden und Forschern aufgefallen, dass die meisten der pfälzischen Quecksilbererzvorkommen auf gewisse, auch orographisch bemerkenswerte Bergkörper beschränkt sind, während sie ringsum in gleichen Höhenlagen benachbarter Gebirgsgebiete völlig fehlen. Wenn man auch ebenso fröhe diese Vorkommen als geologische Individuen (Vulkane!) zu erklären versuchte, so hat doch erst v. GÜMBEL in einer seiner ältesten, oben vielfach zitierten Abhandlung 1850 seiner Ansicht einen wissenschaftlichen Ausdruck gegeben.

Die Ansicht v. GÜMBELS ist einheitlich gefasst folgende: Die Kuppen, die in ihrem Innern Quecksilbererze führen und zugleich rundliche Schichtenerhebungen darstellen, sind in ihrem Bau nicht einheitlich, sondern haben immer im Kerne durchgestossene und durchgebrochene Stöcke von in grösserer Tiefe gebildeten festen Massengesteinen; dort haben auch die anlagernden Schichten eine eigenartige Kontaktmetamorphose durch die Magmen der porphyr- und melaphyrartigen Gesteine erhalten, welche auch schliesslich aus dem nahen plutonischen Herde aufbrechend an der Hebung der Kuppen, d. i. dem Durchbruch der in der Tiefe metamorphosierten Sedimente der älteren Kohlengebirgsschichten etc. durch höhere Systeme hindurch teilgenommen haben. Durch diese verschiedenen Vorgänge wurden auch die sämtlichen hier auftretenden, zum Teil stark emporgerissenen Gesteine in

besonderer Weise von der Tiefe her zugänglich und konnten von den sich zeitlich und räumlich an den Durchbruch eng anschliessenden erzbildenden Mineralwassern durchsetzt und noch weiter verändert werden (vgl. l. c. S. 88, 89, 100, 107 und 108).

Nachdem v. GÜMBEL 1878 (N. J. für Min. etc. S. 397) die für die Beurteilung der Frage wichtigen sog. „Horntonsteine“ zum Teil als gehärteten Tonschlamm, der in den durch die Eruption geöffneten Spalten von der Tiefe zur Oberfläche geführt wurde, erklärt hatte, hat er ihre Entstehung neuerdings, Geol. von Bayern S. 963, 980—981, lediglich und nur auf mehr oder weniger metamorphosierte Sedimente beschränkt. — Schreiber dieses hatte in den Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken 1903 S. 132 neben der unleugbaren starken, horntonsteinartigen Metamorphosierung der tonigen und feinsandigen Sedimente die Beteiligung von weichen Massen, die aus der Tiefe aufgebracht worden sein sollen und während der Erzbildung ähnlich wie das Nachbargestein gefestigt wurden, wieder hervorgehoben, da es durch die geognostische Aufnahme ganz zweifellos erschien, dass die „Horntonsteine“ zu einem grossen Teile selbständige Gangerfüllungen zwischen den metamorphosierten Sedimenten bilden. — Unter diesen Horntonsteinen möchte ich aber nach erneuten Aufsammlungen und günstigeren Funden zwei verschiedene Gesteine voneinander halten: 1. Metamorph gehärtete Tone, die auf eine vorhergehende Schlämmung aus Sedimenten oder aus Umwandlungsprodukten von Eruptivgesteinen zurückzuführen sind, 2. die eigentlichen massigen Horntonsteine, die ich früher für aus der Tiefe aufgebrachten Porphyrtuff ansah, die ich aber zum grossen Teil für in situ metamorphosierte Eruptivgesteine, wie Porphyr oder Porphyrit ansehen muss, wie ich an verschiedensten Orten der Erzregionen auch mit den Sedimenten in ähnlicher Weise veränderte Melaphyre (Orbis, Moschellandsberg, St. Alban) kenne. Am Stahlberg und Moschellandsberg bilden erstere Gesteine die Kerngänge oder Kernstücke der Kuppenerhebungen.

Nach Ausscheidung dieser Gesteine aus der Beurteilung der erzführenden Massen lassen sich die übrigen an allen Stellen als Umwandlungsarten der in normalem Kern- und Schalenmantelaufbau die in Rede stehenden Kuppen bildenden Sedimentärformationen auffassen. Man ist nicht veranlasst, neben dieser einfachen Kuppenerhebung und der nach unserer Ansicht nachträglichen Erfüllung mit Eruptivgesteinen noch weitere ungewöhnlich komplizierte Hebungs- oder Durchbruchsvorgänge anzunehmen.

Nach unserer Ansicht sind die Kuppen entstanden zu Seiten von Durchkreuzungspunkten der beiden bei der Sattellemporhebung sich geltend machenden Faltungsrichtungen, von denen die quere die geringere Bedeutung hat; in der Achse sowohl wie an der Peripherie nicht aller, aber einzelner dieser Kuppen drangen Porphyr- und später Melaphyrmagmen in sehr wechselnder Ausdehnung ein, deren Ausbreitungsräume und Wege in gewisser Masse und in gewisser Weise schon vorgebildet waren; sowohl im Anschluss an erstere als auch an letztere Intrusionen schloss sich, wie wir im allgemeinen mit v. GÜMBEL annehmen, die Erzgangbildung an, deren zum Teil mächtige Spalterfüllungen natürlich in ähnlicher Weise vorgebildete Räume voraussetzen, wie wir es im grossen und ganzen für die Eruptivgesteine dargelegt haben. Hierbei wurden Eruptivgesteine und Sedimente in gleicher Weise metamorphosiert, ebenso wie die durch Veränderung der Nachbargesteine entstehenden Detritusfüllungen und Tone in die Metamorphose einbezogen wurden; diese Veränderung der Nachbargesteine lieferte natürlich auch Bestandteile zu mineralischen Ausscheidungen. Die höchsten Abbaue am Potzberg sind

ausser den Quecksilbererzen an sonstigen Ausscheidungsbeimengungen arm. Die Gangmasse ist grauer Ton und die Sandsteine sind fahl grauweisslich entfärbt. Im mittleren Niveau des Dreikönigszug-Abbaues tritt untergeordnet ein schwerspatführendes Paralleltrum zum Hauptgang auf. In der Elisabethgrube, wo auch ein Schwerspattrum aus reichlichem Baryt mit ein- und aufgewachsenem Zinnober bekannt wurde, haben wir neben den Verkieselungsmetamorphosen der Nachbargesteine geringe freie Quarzausscheidungen,¹⁾ dagegen Schwefelkies, Roteisenstein und Brauneisenstein in bemerkbar grösserem Umfange.

Hier haben wir aber auch ein sehr verändertes Porphyrgestein im Kerne und dürfte die enge Beziehung zu den tieferen Gangarten des Königsberges offenbar sein. An letzterem sind die weissen, braunen und roten Tone als erztragende Mittel sicher auf die Porphyrrsetzung der mürben Nachbarregionen in höheren Teufen (vgl. oben) zurückzuführen, zum Teil wohl Kieselsäureabsätze und -Pseudomorphosen, mehr aber die Psilomelanbildungen auf die örtliche Gesteinsumwandlung und die Auslaugung des Bergkörpers in weiterem Umfange.

In ähnlicher Weise dürfte im Moschellandsberg das reichlichere Vorkommen von Spateisenstein und Kalkspat auf die Anlagerung und den Durchbruch in den Unteren Cuseler Schichten zu deuten sein:²⁾ hierbei sei auf den dort häufigeren Gips verwiesen (S. 198).

Dass die Kieselsäureausscheidungen sich im Potzberg und Königsberg in tieferen Regionen halten, das scheint darauf hinzudeuten, dass durch das stärkere Niedergehen von Flüssigkeitsmengen von niedriger Temperatur mit vermehrtem Druck von oben die Ausscheidung der Kieselsäure auf ein gewisses Höhenniveau gebracht ist; vielleicht ist hieraus auch eine gewisse Höhengrenze der Gesteinsmetamorphose gegeben, welche doch zu einem grossen Teil in einer sehr gleichmässig verteilten Verkieselung besteht, der sich eine in geringerem Umfange vorhergehende oder begleitende Auflösung von Feldspatbestandteilen anschliesst. Als Tatsache darf jedenfalls betrachtet werden, dass die Baryt- und Zinnoberausscheidung, von der Verkieselungszone ganz unabhängig, sich höher hinauf ausbreiten kann, dass ihre verändernden Begleiterscheinungen bezüglich der nächststehenden Gesteine auch sehr gering sein können.³⁾

Da umgekehrt die Gesteine und Formationen, in denen Quecksilbererze zum Absatze kamen, die grösstmöglichen Verschiedenheiten zeigen, so ist es kein Zweifel, dass sie einem einheitlichen Tiefenherde entstammen, d. h. dass die Mineralwasser nach dem von STRESS und POSEPNY stammenden neuen Ausdruck

¹⁾ Diese zeigen sich, wie oben Kap. XVII angeführt, sowohl in den blasenartigen Hohlräumen des metamorphosierten Eruptivgesteins von Hochbusch, als in den eckigen Hohlräumen entfernter Feldspäte einer angelagerten grobkörnigen Arkose in verschiedenartiger, höchst auffälliger Weise.

²⁾ v. GÜMBEL vermutete einen Zusammenhang zwischen dem Zusammenvorkommen von Karbonaten mit Amalgam oder Hornerz einerseits und Schwerspat mit Schwefelkies andererseits. Es ist darauf aufmerksam zu machen, dass einerseits am Stahlberg und Moschellandsberg nach BLUM Pseudom. Nachtr. I S. 108 und Nachtr. II S. 124 der Eisenkies daselbst sowohl in Roteisen als in Zinnober umgesetzt ist und Karbonate im Königsberggebiete aufgelöst und umgesetzt scheinen, wie sie am Potzberg auch noch vorhanden sind. Nach BREITHAUPT, Paragenesis d. M. S. 258, entstand das Amalgam vom Moschellandsberg aus quecksilberhaltigem Fahlerz, wie dies auch von anderen Stellen angegeben wird (vgl. auch BLUM II N. S. 124, Zinnober nach Fahlerz vom Moschellandsberg und v. GÜMBEL l. c. S. 101). — v. GÜMBEL erwähnt übrigens Kalkspat, Schwefelkies und Schwerspat nebeneinander auch als Gangart der Gänge vom Lemberg (Geol. v. Bayern II. S. 981).

³⁾ Die geognostische Sammlung besitzt z. B. Brocken von nur etwas rissig gewordener Kohle, die in sonst ziemlich intaktem Zustande in ihren Fugen reichliche Zinnoberausscheidungen aufweist.

dafür „juvenil“ sind. v. GÜMBEL hat schon 1850 mit grösster Entschiedenheit dem Gedanken Ausdruck gegeben, dass in gewissem Anschluss an die Eruptionen der grossen Porphyrmassen die Quecksilbererze mit Baryt etc. Ausscheidungen aus Mineralwässern und nicht Folgen einer Sublimation seien; R. DELKESKAMP hat in neuester Zeit (z. B. Internat. Mineralq. Zeitung 1903) die erweiterten Stüss'schen Ansichten über den Zusammenhang von Mineralquellen und Erzgängen auch auf das Quellengebiet des Taunus angewendet und bringt endlich das Kupfer-, Quecksilber- und Barytauftreten der Gegend von Kreuznach in Zusammenhang mit den dortigen Thermen. Das sind zugleich „Solen“, welche eisenoxydreiche Zersetzungen bewirken.

Nach unseren obigen Ausführungen würde eine Höhenschicht-artige Abgrenzung der Vertikalverbreitung der Quecksilber-, Baryt- und Kieselausscheidungen durch die ganze Pfalz hindurch einerseits auf eine gewisse Höhengrenze des senkrechten Aufsteigens der juvenilen Mineralwässer zu setzen sein, die nicht nur durch den Auftrieb, sondern auch durch Druckverhältnisse von oben her bedingt sein kann, andererseits aber auch auf die Erreichung von anderen Isothermenschieden im Erdinnern, wobei Druckverschiedenheiten und -veränderungen, Temperaturerniedrigungen und nachfolgende Ausscheidungen durch sich einmischende vadoses Wasser und ihre verschiedenen Gasverhältnisse vielleicht eine grosse Rolle spielten; solche Ausscheidungen würden nach R. DELKESKAMP'S Ausdruck der Mischzone von juvenilem und vadosem Wasser zuzurechnen sein. — Selbstverständlich ist die Annahme einer solchen gleichmässigen Höhenverbreitungsschicht nur auf der Grundlage verständlich, dass die Kuppen in ihrer vollen Strukturausbildung, in ihrer Regelmässigkeit und Unregelmässigkeit fertig gebildet waren und erst nachträglich von den erzführenden und die Metamorphose verursachenden Mineralwässern durchsetzt wurden, ebenso dass die Ursachen dieser Kuppenbildungen und ihrer Strukturgleichheiten in allen Fällen auch die gleichen waren, was uns notwendig auf eine tektonische Entstehung verweist, welche der magmatischen Intrusion ebenso wie der Erzintrusion die Wege gebahnt hat (vgl. unten Kap. XXI).

XIX. Zusammenfassung der Unterschiede in den Erzgängen zwischen Potzberg und Königsberg.

Zuvörderst ist hervorzuheben, dass die vorwiegende Ansammlung der Gänge selbst und ihre Veredelung in den Bergkuppen eine etwas einseitige ist, dass sie eine gewisse stärker und weniger stark ausgeprägte Beziehung zu jenen Stellen einhalten, wo Störungen auf die Peripherie der Kuppen auftreten: am Potzberg im W., NW., N. und O., am Königsberg von N. hauptsächlich nach SO. und S.; man kann sagen: einerseits an dem nordwestlichen, andererseits an dem östlichen Aussenrande der ganzen Gebirgsgruppe. Ein auffälliger Unterschied ist aber, dass die starken Zersprengungen und reicheren Erze beim Potzberg in einer der nördlichen Hälfte der Bergperipherie entsprechenden bogenförmigen Anordnung auftreten, am Königsberg dagegen gradlinig das Massiv durchschneiden, wobei ein grosser Unterschied in der Erzführung zwischen Süd- und Nordregion allerdings nicht hervorzuheben wäre.

Mir scheint hierin deutlich die Abhängigkeit der Gangbildung und -Lüpfung von der schon vorgebildeten Lagerungsart der Masse ausgedrückt zu sein, welche beim Potzberg ein Kuppengewölbe von verschiedenartigsten Schichtgesteinen, beim Königsberg eine ungeschichtete, mächtige und gleichmässige Masse ist, welche

lediglich eine — dem Erstarrungsvorgang angehörige — verschieden orientierte Absonderungszerklüftung aufweist (vgl. XX).

Hiermit inbegriffen ist der Umstand, dass am Königsberg von dem eigentümlichen Flacherlegen der Gänge in den höheren Teufen nichts beobachtet ist.

Damit scheint fernerhin zusammenzuhängen, dass im Königsberg die Gänge durchgehends eine sehr viele grössere Breite haben. Da nun in den Silikatgebirgen, wie betont, eine Erweiterung der Klüfte durch Auflösung und Randverlegung nicht möglich ist, die Klufflächen zum Teil auch die ursprünglichen Abspaltflächen noch deutlich zeigen, so kann die Erweiterung nur durch tektonische Ursachen gedacht werden. Eine solche Erweiterung auf einfallenden Klüften ist natürlich ein anormaler Zustand, der aber im grossen und ganzen bestehen bleibt, so lange die Ursachen bestehen und diese sind in der festen Erdkruste definitive; ein einfaches Nachlassen jener Erscheinungen, die diese Erweiterung bedingten, ist nicht anzunehmen. Dagegen wirken aber in der Nachbarschaft der offenen Spalten die Schwere und die zunehmende Veränderung in der Festigkeit infolge der Zerklüftung der Gesteine, endlich die beständigen kleinsten Bewegungen der Erdkruste im Sinne der Verringerung der Lichtweite der Hohlgänge; diese Wirkungen werden natürlich in einem zu horizontalen Umbiegungen (Flachlegen) der Gänge geneigten Gebiete in der Dauer der Zeiten zu einem einfachen Zusammenschluss und Zusammensitzen führen, während bei Gängen, bei denen dieses Umbiegen nicht der Fall ist, eine geringer starke Komponente zum seitlichen Zusammenschluss der Gangflächen drängt; hier werden sich die Gänge mehr und mehr durch verschiedenzeitlichen Gangdetritus oder durch sonstige Gangerfüllungserscheinungen, wie mineralische Ausscheidungen, schliessen; dieses scheint nun bei den Gängen des Königsberges vorzuliegen ¹⁾ (vgl. oben S. 186—187, 214). Hierbei ist hinzuzufügen, dass die Hauptgänge am Königsberg und die peripheren Hauptgänge am Potzberg zwar das gleiche mittlere Einfallen von 65—70° haben, dass am Königsberg niedrigere Einfallswinkel als 50° nicht erwähnt werden, während beim Potzberg mehrere von 18—36° bekannt sind, also Neigungen, die dem allgemeineren Einfallen der Schichtgesteine zum Teil entsprechen oder sich ihm sehr nähern.

Es wäre nun noch die Beziehung der Gänge des Königsberges zu den Störungen zu betrachten; hier können wir natürlich nicht, wie es beim Potzberg möglich war, durch die Vergleichung von Hangendem und Liegendem längs der Gangkluft und durch Beziehung des Ganges zu dem Schichtenstreichen eine etwaige Verwerfung feststellen; es gilt aber, die Möglichkeit einer solchen nahezulegen.

Nun ist nicht zu leugnen, dass die von der Aufnahme des Südgebietes des vorliegenden Kartenblattes bis zum Schmeissbach festgelegte und weiterhin zwischen Sellberg und Rothe Bühl von C. BURKHARDT fortgesetzte Verwerfung auf die Gangzone des Königsbergs zustreicht und mit ihr in gewisser Beziehung zu

¹⁾ v. GÜMBEL l. c. S. 84: „Im Elfuhrgang liegen teils mehr, teils weniger zersetzte Porphyrstücke in der weissen Tonmasse, oder sie sind durch Ton und Eisenkiesel zu einem Konglomerat verbunden.“ Brecciose Gangmassen liegen in oberen Teufen häufig vor (vgl. auch oben S. 173). Wenn der Horngang am Königsberg in den unteren Teufen eine viel geringere Mächtigkeit besitzt als in den oberen, so ist das sicher nicht ursprünglich so gewesen. Das in tieferen Teufen länger offenstehende Ganglumen ist zweifellos nicht nur durch die Wirkungen der späteren tektonischen Perioden, sondern auch durch Zusammensitzen von der Seite her geschlossen worden, während das höhere Ganglumen aber, mit festen Gangdetritus und Mineralsubstanzen erfüllt, nicht in gleichem Masse vermindert werden konnte. Das Niedergehen von Gangdetritus setzt die Höhlung voraus.

stehen scheint; der westliche Horngang fällt nach Osten ein, würde also eine Senkung der östlichen Porphyrhälfte andeuten; da zu Seiten jener Verwerfung der westliche Komplex der relativ gehobene ist, so könnte im Erzganggebiet in der Tat der Horngang als ursprünglicher Verwerfungsgang in Betracht kommen. Andererseits liegt auch die Tatsache von seitlichen Verschiebungen des westlichen Komplexes gegenüber dem östlichen vor, die auf dem westlichen und östlichen Hauptgang vor sich gegangen waren. Es sind Bewegungen, die zweifellos nicht gleichzeitig mit gewissen älteren und nur unter Begleitung von Bewegungen auf allen vier zwischen den Hauptgängen eingeschalteten Gängen stattfinden konnten. Diese sämtlichen Kluftverschiebungen müssten nach der Nordseite der Masse an Intensität der faktischen Transversalverschiebung sehr abgenommen haben, könnten aber an der Grenze gegen die Sedimente mit jenen streichenden Lageveränderungen in Zusammenhang gestanden haben, welche oben S. 173 nach v. GUMBEL erwähnt wurden. Die mit dem Gang streichenden Bewegungen stammen sicher aus einer jüngeren Epoche der Gangbildung unmittelbar vor der prätriadischen Verwerfungsperiode, welche sich in zahlreichen kleinen Transversalverschiebungen mit mehr der Horizontalen genäherten Rutschstreifen in den Sedimenten äussern, im Barytgang nachgewiesen sind, wie sie sich auch an der Aussengrenze der Eruptivmassen ganz besonders bemerkbar machen müssen.

Die letzteren Folgerungen gelten für die tatsächlich innerhalb der schon fertigen Gänge nachgewiesenen Transversalverschiebungen, deren dislozierende Wirkungen als Folge eines allseitigen Kontraktionsschubs in der Mitte des Sattels sich von beiden Seiten her ins gleiche setzen konnten, so dass an dem Rande der Porphyrmasse keine stärker ausspringenden Schollen von den Verschiebungen Zeuge sind (vgl. auch oben S. 184). Für die Verwerfungen oder die erste Anlage der Gänge im Potzberggebiet haben wir oben jene Vertikalverschiebungen in geneigten Schichtkomplexen kennen gelernt, deren Dislokationen nach einheitlicher Denudation wie Seitenverschiebungen erscheinen, Dislokationen, welche nicht Folge einer seitlichen (tangentialen) Kontraktion, sondern vertikaler (radialer) Vorgänge in der Erdkruste sind. — Da wäre es doch auffällig, wenn eine so starke Verwerfung, wie die von Südosten an den Königsberg herantretende, den Berg nur bis zur Nordgrenze seines Eruptivkerns durchsetzte, aber nicht jenseits darüber hinausgegangen sein sollte. Ich habe daher oben S. 184 in Erwägung gezogen, ob nicht jene an der Nordwestseite des Berges, von Oberweiler her an ihm abstossende Verwerfung, die eigentlich mehr in der Richtung der von SO. kommenden Störung liege, als die eigentliche Fortsetzung letzterer zu betrachten sein dürfte, besonders da sie gleichsinnig in Hebung und Senkung sei. — Dabei wäre aber immerhin nicht abzuweisen, dass die Königsberg-Ganggruppe durch diese Verwerfung ausgelöst sein könnte, dass die Auslösung aber in der tieferen Struktur der Bergkuppe begründet sein müsse; ich verweise hier auf unsere oben dargelegte Hypothese der Entstehung der Königsbergmasse aus zwei nach dem Innern der Sedimentkuppe gekrümmten Hauptaufstiegsmassen, welche in nicht zu grosser Tiefe möglicherweise noch Reste einer Sedimentkuppe in der Nordsüdregion einschliessen (S. 155, 158) oder auch bloss in der mittleren Region der Vereinigung zweier Magma-durchbrüche verschiedene Dichtigkeits- und Spannungsverhältnisse, die zu starken Zerreibungen Anlass geben würden, aufweisen könnten.

Zur Auslösung solcher Gänge haben wir allerdings nicht nötig, auf die erste sicher nachgewiesene grössere Verwerfungsperiode zu verweisen, sondern auf die

in den Porphyrgebieten in noch früherer Zeit zu beobachtenden Nachsackungen, welche am Hermannsberg eine dem Königsberg-Gangsystem ganz ähnlich verlaufende Intrusion von Melaphyr ermöglichte, die sich sogar in den in ihrem N.-Fortstreichen eröffneten Porphyrring der eigentlichen Hermannsbergkuppe noch fortsetzte. — Diese Analogie mit dem Hermannsbergmassiv ist um so schwerwiegender, als die „Erzintrusion“ sich zeitlich der magmatischen offenbar engstens anschloss.

Darnach wäre, was uns auch aus anderen Gründen das wahrscheinlichste dünkt, die von SO. auf den Königsberg und das Gangsystem hinstreichende Verwerfung zeitlich lediglich mit jenen Störungen in Verbindung zu bringen, welche wir als Folgen einer älteren Störungsperiode am fertig gebildeten Gang nachweisen konnten. — Diese einzige Verwerfung könnte auch nicht als die Ursache eines ganzen Systems im Einfallen und Streichen verschiedener und weit voneinander entfernter Gangbildungen angesehen werden, welche den Königsberg auszeichnen.

Was die von Osten her von C. BURCKHARDT über Zweikirchen nach dem Totenkopf zu als „vermutlich“ gezogene Verwerfung betrifft, so scheint sie nach den Bergbauaufschlüssen, die diesseits und jenseits der Stelle, wo die fragliche Verwerfung das Seelbachtal schneidet, im Kalkflötz nur eine recht geringe Abbiegung zeigen, sehr zweifelhaft; auch streicht da, wo im Schwarzdruck eine Fels- oder Grubenschraffur angedeutet ist, das Kalkflötz an der Oberfläche aus, wie ich es nachträglich gestrichelt eingezeichnet habe.¹⁾ Eine sichere Verwerfung ist dagegen die nach den Bergbauplänen nachträglich eingezeichnete, von NO. her kommende kleinere Störung, welche die Umbiegung des Flötzes an dieser Stelle abschneidet. Das Flötz fällt hier wie im Seelbach mit 12° ein, die es fast senkrecht dazu durchquerende Störung mit 55° und hat ungefähr die Streichrichtung des Flötzes im Seelbach; diese Störung berührt also das Porphyrmassiv nicht.

Im ganzen darf daher die Ansicht ausgesprochen werden, dass auch am Königsberg die Verwerfungen mit den Erzgängen in Beziehung stehen, was in der Hinsicht von Wichtigkeit ist, als solche Klüfte, entgegengesetzt manchen anderen Zerklüftungsarten, die Gewähr und die Möglichkeit sowohl für die erste als auch für die erneute Zuführung von Stoffen aus grösserer Tiefe liefern; sie können neben Intrusivkaminen auch vorzugsweise die Zuleitungswege bilden, in denen solche Mineralien emporgeführt werden, die man wohl nach allgemeinerem Urteil als aus der Tiefe stammend ansehen darf, die auch in ganz gleicher Vergesellschaftung in so verschiedentlich entstandenen und gearteten, dabei in so ungleichaltrigen Gesteinskomplexen auftreten, dass es unmöglich ist, sie als Gangbildungen anzusprechen, die ganz allein aus dem Nachbargestein — selbst in weiterem Sinne gefasst — ihre Erze entnommen und konzentriert hätten.

Während man am Potzberg die Entstehung der Hauptgänge an die starke Verwerfungsperiode vor Ablagerung der Wadern-Winnweiler Schichten anschliessen darf und hier die Erzbildung noch die bald darauf folgende Periode seitlicher Verschiebungen überdauerte,²⁾ traf erstere die mineralische Gangausfüllung am Königsberg in gewissen Höhen schon nahezu fertig vor und weitere Ausscheidungen

¹⁾ In dieser Linie befinden sich die Pingen alter Tagbaue, die aufwärts bis zur Höhe hinleiten und einen ununterbrochenen Verlauf des Kalkflötzes sicher kennzeichnen.

²⁾ Durch Tatsachen aus dem Dreikönigszuger Werk festgestellt (vgl. oben S. 166).

stellten sich dann nach der Periode der seitlichen Verschiebungen nicht mehr ein; der Vorsprung, den der Königsberg dem Potzberg gegenüber hätte, wäre darin zu suchen, dass die Spalteneröffnung in ersterem eine etwas ältere ist und der Zeit der mehrfach erwähnten Periode der Senkungen in der Umgebung der Porphyrgebiete und der tektonischen Eröffnung von Porphyrspalten für die magmatischen Intrusionen angehörte. Auch aus den tieferen Abbauen des Königsbergs (vgl. S. 189) liegen Tatsachen vor, dass der Periode der seitlichen Verschiebungen keine Mineralausscheidungen gefolgt sind.

Wenn beim Königsberg die Quecksilbererze im allgemeinen im Innern der Kuppe höher hinaufreichen als am Rand, während es beim Potzberg umgekehrt ist, so darf das wohl nicht auf den Umstand zurückgeführt werden, dass dort die Eruptivmasse in inniger Verbindung mit den tiefen Herden der thermischen Mineralwasser stehen und der Auftrieb dort stärker sein mag; ich glaube, dass sich hier nur der Einfluss der hauptsächlich der Grenzfläche der Sedimente nachgehenden und am Rand der Porphyrmasse tiefer versitzenden vadosen Wasser bemerkbar macht, während eine solche — in gewissem Grade — „Isolierung“ eines Kerns durch die Kontaktgrenze beim Potzberg fehlt und in der relativ tieferen äusseren Region die edleren Gänge gelagert sind, die Gänge überhaupt mehr mantelartig um einen Kern aus Schichten und nicht in ihm auftreten.

Bezüglich der Zeitorientierung der Gänge am Potzberg ist nachzutragen, dass wenn auch die grossen Gänge die oben erwähnte jüngere Verwerfungsentstehung gehabt haben mögen und müssen, weil sie jünger sind als die Melaphyrint intrusionen und das tiefste Effusivlager,¹⁾ dennoch einzelne Teile älter sein können. Wir haben hier die Region der Elisabethgrube mit ihrem Porphyrkern von Anfang an ausgenommen; es können aber, ebenso wie im Anschluss an die von diesem ältesten Eruptivgestein erfüllten Aufblätterungsräume und ihre Nachbewegungen entstehenden Klüftbildungen Erzgänge auftreten, auch die älteren Aufblätterungsklüfte selbst Orte für Gangfüllungen werden. Diese Aufblätterungen können wir (vgl. S. 219) besonders im Nordgebiet der Potzbergkuppe zur Erklärung der Entstehung von Verwerfungshohlgängen annehmen. Es liegt auch eine teilweise Erzintrusion in älterer Zeit nahe; hierauf möchte ich den Umstand zurückführen, dass gewisse Barytstufen aus dem Dreikönigszuger Feld eine ältere milchige und auf beiden Seiten eines grösseren Trümmerstückes eine jüngere Kruste heller bis glasheller Barytgeneration zeigen, die durch eine Periode einer an den Stücken erkennbaren Störung und Zertrümmerung der älteren Gangmasse getrennt sind; das sind Erscheinungen, die wir beim Barytgang vom Königsberg beschrieben haben.

Die erwähnte jüngere Generation ist zweifellos in hellgrauem weichen Gangletten beiderseits eingewachsen; dieser hat das Wachstum der Tafelendflächen retardiert und somit beeinflusst,²⁾ sowie die Kristalle etwas hellgrau getrübt, während die Kristalle in Hohlräumen des älteren Zertrümmerungs-

¹⁾ Vgl. die zweifellose Beziehung der Verwerfung Potzberg-Ulmet zu den Baryt- und Zinnobergängen am Rothkumpf und die der Dreikönigszuger Verwerfungsgänge zu der stufenweisen Verwerfung des Cuselitlagers von Mühlbach über Altenglan-Bedesbach nach dem Sulzkopf.

²⁾ Auch ein kleineres Beweisstück in der geognostischen Sammlung aus den alten Erzbauen des Königsbergs zeigt den Gegensatz zwischen den frei in die Lösung hereinragenden Kristalloberflächen und jenen, die in einen feinen roten Ton hineingewachsen sind (S. 193). Man vergleiche ausserdem die nachträglich eingefügten Beobachtungen über solche Kristalle aus den tieferen Versuchsstollen des in neuester Zeit wieder aufgenommenen Barytabbaus (S. 188 und 193—194).

baryts glashell sind. Die ältere Generation scheint nicht an der gleichen Stelle gewachsen zu sein, ist vielmehr offenbar aus dem Gebiet einer Gangfüllung in festem Sandstein in die Region der grauen Letten niedergebrochen; in der jüngsten Barytgeneration zeigt sich Zinnober als gleichzeitige Entstehung, während er hier der älteren fehlt.

XX. Beziehung von Zerklüftung und Gangbildung im Porphyry.

In einem schon erwähnten Aufsatz: Zur Klärung des Begriffs „Spalte“ von H. V. GRABER (Zentralbl. f. Min. etc. 1903 S. 380) wird auch die Möglichkeit der Vergleichung von Erzgängen von grossem Querschnitt und von breiten Intrusivgängen kritisch erörtert; die Berechtigung dazu wird nicht anerkannt; Erzspalten seien einerseits durch Auslaugung seitens der in ihnen zirkulierenden Wasser erweitert worden, teils könne ihre Entstehung leicht auf Kontraktionen des auskühlenden Eruptivgesteines oder der erhitzt gewesenen Umgebung beruhen, teils seien es Dislokationsklüfte.

Auslaugungsvorgänge zur Erklärung der Hohlform der Erzgänge sind im vorliegenden Gebirge ausgeschlossen, soweit sie Fortführung in Lösung betreffen würden. Gesteinslockerungen an den Salbändern und Abtragungen von den Seitenflächen könnten nur mit Niederführung der Lockerungsmassen gedacht werden. Es müssten sich dann die Gänge nach unten bedeutend verengern und zugleich müssten die Hohlräume mit den Abtragungsmassen geschlossen werden. Wie dies eine Erfüllung mit Mineralausscheidungen in höherer Teufe von unten her ausschliessen würde, so setzt alles Niederführen schon einen Hohlraum in grösserer Teufe voraus. Besagte Prozesse könnten daher nur, wie wir dies für die Porphyrbreccien am Königsberg angenommen haben, in höherer Teufe schon vorhandene Hohlformen erweitern und tiefer liegende verengern (S. 210).

Häufig zu beobachtende Eröffnungen von senkrechten Dislokationsklüften können oft durch seitliche Lüpfungen an Berggehängen durch Gehängedruck erklärt werden, kaum aber wie hier in grösserer Teufe eines unter dauerndem seitlichen Druck entstandenen und weiter entwickelten, durch innere und seitliche Einsenkungen stetig auf einen kleinen Radius gebrachten Gebirgs auftreten. Auf einfallenden Verschiebungsklüften ist aber — besonders in grösserer Teufe unter dem Druck einer mächtigen in Bewegung begriffenen Formationsmasse — eine Verschiebung mit einem weithin verbreiteten Klaffen an der Dislokationsfläche weder bei einer Überschiebung, noch bei einer einfachen Absenkung anzunehmen möglich. — Was uns auch sonst abhält, bei der Entstehung der weiten Gangklüfte am Königsberg an Verwerfungen zu denken, das haben wir S. 184 wie S. 210—212 ausgeführt; für die Verhältnisse am Potzberg werden wir unten eine Erklärung geben, wie derartige Erweiterungen an zuerst fest geschlossenen Bewegungsklüften entstehen können und wie diese auch zu den Gängen am Königsberg in Beziehung zu bringen sind. — Wir wollen hier nur kurz die letzte Möglichkeit erwägen, ob nicht die Vorgänge des auskühlenden Eruptivgesteines etc., wie GRABER aufwirft, an der Entstehung von Gängen mit breitem Querschnitt schuld sein könnten.

Es kann nun keinem Zweifel unterliegen, dass die intrusiven Eruptivgesteine zu einem grossen Teile eine Zerklüftung haben, welche zu den Klüften der umgebenden Sedimente keine Beziehung besitzt und daher mit Recht dem Intrusivgestein selbst und seinem Verhalten zwischen der Zeit der Intrusion und dem völligen Wirkungsausgleich des Endzustands des Magmas mit den umgebenden Gesteinen in Druck und Temperatur zugeschrieben werden muss. Erstarrung oder

auch Abkühlung der erstarrten Masse und ihrer Umgebung werden daher als Ursache dieser Zerklüftungen angesehen, die sich häufig in mehreren, nicht gleichwertig auftretenden Richtungen durchschneiden; eine vorwaltende Hauptzerklüftung verursacht säulen- und plattenförmige Ablösungsstücke, mehrere gleichwertige Zerklüftungen den Zerfall in kubische, ganz und diagonal geteilte parallelepipedische oder auch unregelmässig geformte Brocken; erstere, d. h. vorwiegend senkrecht plattenförmige Ablösung zeigt sich unter den hier in Betracht kommenden Gesteinen hauptsächlich bei Felsitporphyren, Porphyriten und feinkörnigen Melaphyrvarietäten, letzteres mehr bei grosskristallinen Melaphyren, wo dann auch stets mehr oder weniger regelmässige Kugelverwitterung nachfolgt. Säulenförmige Absonderung erwähnt LASPEYRES, Zeitschr. der d. geol. Ges. 1867 S. 838 (Literatur daselbst), aus dem Kreuznach-Altenbamberger Porphyrmassiv schon von Fürfeld, worauf wir unten zurückkommen.

Wir führen die Verhältnisse am Königsberg an, wie sie sich zum Beispiel in der ostwestlichen Mittellinie des Berges von Wolfstein aus zu erkennen geben. Eine Hauptzerklüftung streicht in h. $8\frac{1}{3}$ — $9\frac{1}{3}$ und fällt mit 20 — 40° nach Westen, diese ändert sich nicht, wird besonders nicht viel steiler. Nur unmittelbar östlich vom Horngang, d. h. 1,62 m jenseits des zermürbten und von einigen Schubausläufern durchsetzten 1,5—2 m starken Salbandes ist das Einfallen mit 75° nach W. gemessen. Hierbei ist aber zu bemerken, dass man hier neben einer Verwerfungslinie und innerhalb einer tatsächlich von radialen Teilsenkungen und tangentialen Schüben durchsetzten Nordsüdzone sich befindet, daher das Einfallen der Zerklüftung kaum ganz das alte bleiben konnte; jenseits des Ganges habe ich noch 50° Einfallen nach W. gemessen.

Der westliche Hauptgang durchsetzt also diese auffällige Hauptzerklüftung mit entgegengesetztem, steilem Einfallen und unter einem Winkel von 45° — 60° ; der östliche Hauptgang mit gleichsinnigem, viel stärkerem Einfallen und unter einem Winkel von 30° — 45° ; es liegt hier also ein ganz ähnliches Verhältnis vor, wie am Donnersberg, wo die Kupfererzgänge die Hauptzerklüftung unter einem Winkel von 60° schneiden, wenn sie auch im Einfallen sich nicht so sehr verschieden zeigen. Vom Lemberg erwähnt v. GÜMBEL, Geol. v. B. II. S. 981 in St. 11—12 streichende Gänge; hier bildeten also diese mit der Hauptzerklüftung Winkel zwischen 15° und 30° .

Neben der Hauptzerklüftung zeigen sich in dem erwähnten Querschnitt durch den Porphyr des Königsbergs noch andere, welche zum Teil von hohem Interesse sind, allerdings noch weniger Beziehung zu den Erzgängen verraten als die erwähnte Hauptzerklüftung.

Da ist zuvörderst eine vertikale Zerklüftung zu erwähnen, welche, ungefähr parallel der erwähnten Querlinie, in St. 3—5 etwas mehr nach W.-NW. gerichtet ist, dabei örtlich weiter nach Westen zu ein etwas weniger steiles Einfallen zeigt. Diese Vertikalzerklüftung ist auch sehr schön im tiefen Eliasstollen und dem sehr nahe und nur wenige Meter höher gelegenen tiefen Pfälzer Muther Stollen zu sehen;¹⁾ es zeigt sich bei ersterem, dass der Anfangsteil dieses Stollens in einer auf erwähnter vertikalen Kluftrichtung ungefähr senkrecht verlaufenden zweiten Vertikalzerklüftung vorgetrieben wurde und dass das Dach des Stollens

¹⁾ Beide Stollen sind jetzt der Wasserversorgung von Wolfstein dienstbar gemacht und liefern ca. zwei Sekundenliter Wasser.

— ungefähr der Kammlinie des Hügels am „Bruderborn“ entsprechend — eine auffällige, gewölbeartige Umbiegung dieser nach Osten einfallenden Kluftrichtung nach S. und SW. zu beobachten. Es wäre dies eine mit der Bergwölbung konforme Umbiegung der nach Osten einfallenden Kluftrichtung, wie sie vergleichbar z. B. an verschiedenen Phonolithkuppen von VOIGT, NAUMANN, REUSS und FRITSCH (vgl. Allgem. und chem. Geologie von J. ROTH 1887 S. 30) beobachtet wurde (Nachtrag).

Aus dieser eingehenderen Darstellung der wichtigsten Zerklüftungsrichtungen am Königsberg geht zum mindesten mit grosser Wahrscheinlichkeit hervor, dass die Gangklüfte der Erzgänge mit der einfachsten Zerklüftung des Eruptivgesteins, soweit sie der Diagenese des Magmas angehören, keine Beziehung haben. Hierbei ist daran zu erinnern, dass oben S. 192 ausgeführt wurde, dass die das Gangsystem streichend durchsetzenden, radialen und tangentialen Störungen die ursprüngliche Ganglagerung nicht sehr verändert haben und nicht verändern konnten.

XXI. Fernere Folgerungen aus der Erzgangtektonik am Potzberg und Königsberg.

Die durch die Quecksilbererz-Ausfüllungen hervorragend zur Kenntnis kommenden Gangbildungen im Innern des Gebirgskörpers lassen folgende Einteilung zu: 1. Erweiterte, vertikal und quer durch Schichten und Stöcke setzende, breitere und schmalere einfache Klüfte; 2. erweiterte Querklüfte wie 1. mit Ablenkung in das Streichen von Schichtgesteinen, sehr auffällig bei flacher Lagerung an drei Stellen; 3. erweiterte Klüfte, die rein im Streichen und Fallen der Schichten verlaufen und wohl als Abbiegungen von aus der Tiefe steiler aufsteigenden Klüften gelten müssen; 4. erweiterte, treppenartig aufsteigende Klüfte mit abwechselnd steilerem und flacherem Einfallen; 5. erweiterte Verwerfungsklüfte mit grossen Verschiebungshöhen z. T. mit starken Rutschstreifen an den Wänden; 6. erweiterte kleinere Verschiebungsklüfte im Anschluss an die Bewegungen der Hauptverwerfungen; 7. Verschiebungsklüfte mit Spiegelbildungen innerhalb und an den Seitengrenzen der Gangmasse selbst in zwei zeitlich voneinander getrennten Perioden nach vollendeter Entstehung der Gänge.

Die Gangmasse ist am Potzberg ein meist graulichweisser Ton; merkwürdigerweise sehr selten mit körnigen Beimengungen von Sandstein-Detritus, während am Königsberg neben häufigeren schmäleren Gangfüllungen von weissem und bräunlichem, Roteisen-schüssigem Ton wie solche auch am Donnersberg vorkommen, nicht selten auch brecciöse Erfüllungen mit grossen Porphyrfragmenten zu beobachten sind. Hier zeigen sich die Erze in dieser mehr lückenreichen Vorausfüllung, während an den viel weniger breiten Gängen am Potzberg mit ihrer Tonfüllung die Gänge selbst nicht veredelt wurden, sondern hauptsächlich das liegende Nebengestein in Klüften und häufig auch in den Poren und Fugen infolge einer starken Lockerung des körnigen Gefüges der Sandsteine. Da wo der Letten selbst Erz in Körnchen einschliesst, da handelt es sich offenbar meist um von den Wänden losgebröckelte Teilchen während der fortschreitenden Umlagerung der Letten (Nachtrag).

Dies scheint mir auf eine viel grössere Festigkeit des Hangendgesteins und auf eine starke Lockerung des Gefüges des Liegendgesteins der einfallenden Gänge hinzuweisen. Es wird dies auf die Möglichkeit zurückzuführen sein, dass die Öffnung der Gänge durch Senkung des Liegenden hervorgerufen ist (vgl. unten).

Die mehrfach vom Potzberg erwähnte Erscheinung des Flacherlegens der Gänge und des Einbiegens in die Schichtfugen an Stellen flacher Lagerung des Schichtensystems, die Gruppierung der Gänge um die grössere Hälfte der Rundung der Bergkuppen herum — freilich mit der höchsten Konzentration der Erze in der Nähe starker Verwerfungen, das Einfallen der meisten der grösseren Gangklüfte mit und ohne Verschiebung von der mittleren Berghöhe weg nach dem rundlichen Umfang der Kuppe, sei es, dass sie steil oder weniger steil oder treppenartig unterbrochen einfallen — alles das setzt die vorherige Entstehung der Kuppe vor Anlage der Erzsapalten voraus. Wann diese Schichtspalten entstanden sind, das ist im einzelnen nicht leicht zu bestimmen: die Spalten sind zum Teil entweder selbst später Verwerfungsspalten geworden oder es haben nur sekundäre Begleitbewegungen auf ihnen stattgefunden.

Die Erfüllung mit Erzen ist natürlich ohne weiteres nicht gleichzeitig mit der Entstehung der Spalten; ihr Beginn darf zum Teil schon auf die Zeit nach Ablagerung der Sötkerner Schichten oder kurz nachher angesetzt werden, wo im „Haardtbecken“ des mittleren Ober-Rotliegenden die letzte höchste Melaphyreffusion zu beobachten ist; ihre Dauer darf bis ins obere Ober-Rotliegende veranschlagt werden. Die Verwerfungen sind wahrscheinlich permisch und entsprechen der Verwerfungsperiode vor Ablagerung der Waderner Schichten; ein Teil der ins Streichen gehenden Klüfte wird schon der ältesten Zerklüftungszeit zuzurechnen sein, welche mit und auch nach der Sattel- und Kuppenerhebung anzusetzen ist; ein Teil steiler Klufbildungen und Massenbewegungen wird endlich in der Umgebung und im Bereich der Porphyrint intrusionen eine lokale, aber regelmässig wiederkehrende Ursache gehabt haben.

Das Resultat, dass die Zerklüftungsart eine ältere kuppenartige Erhebung voraussetzt, kann nicht überraschen, da wir in der zu der Potzbergkuppe zugehörigen östlichen Senke schon Sedimente des mittleren Ober-Rotliegenden haben; dies bedingt allerdings nicht die Entstehung der Kuppe erst zu der dieser Formationsabteilung unmittelbar vorhergehenden Zeit.

Vor der Erzerfüllung haben wir aber eine weitgehende Eröffnung der Spalten, besonders der Verwerfungsspalten mit den bei ihrer Flächenverschiebung entstandenen Rutschflächen, deren Wandrelief durch die Erzerfüllung des Spaltenlumens in vielen Fällen zweifellos abgossen wird. Ausser durch Stücke aus den Erzgängen vom Potzberg finde ich diese Tatsache auch durch v. GÜMBEL l. c. S. 101 vom Stahlberg ausdrücklich belegt, wo sich die Rutschflächen durchgehend mit einer zarten Rinde von Amalgam überkleidet finden, welche den beiderseitigen Abdruck der Rutschflächenfurchungen an sich tragen.¹⁾

Wie wir eine solche Öffnung von Spalten für die erste Zeit der Sattelformbildung forderten und erklärlich fanden, so ist diese selbe Erscheinung also auch noch einmal in etwas späterer Zeit tatsächlich nahegelegt. Ich glaube, dass diese Eröffnung als Folge der ersten Eröffnung zu verstehen sein wird. Die permische Störungsepoche ist nach unserer Ansicht die erste eigentliche und allgemeinere Verwerfungsepoche mit radialen Verschiebungen, welche nach der „präpermischen“

¹⁾ Gewisse Belegstücke vom Stahlberg in der Sammlung des geognostischen Bureau, welche v. GÜMBEL l. c. S. 101 besonders im Auge hatte, machen allerdings vielmehr den Eindruck, als ob die Amalgamgänge, wie Walzblech, zwischen Horn-Tonsteintrümmern unter starkem Gebirgsdruck ausgewalzt worden wären: sie gehören offenbar der Erscheinungsreihe der jüngeren seitlichen Schubwirkungen (vgl. oben S. 198) an.

tangentialen Aufwölbung des Sattels mit ihren auf ungleichmässige Teilbewegungen im Innern zurückzuführenden Schichtlockerungen und Aufblätterungen den Sattel und seine Teilkuppen durchsetzt.

Es ist nun natürlich, dass besonders da, wo an solche Kuppen Störungen herantreten, welche deren hauptsächlich in der Mittelregion zu orientierenden, flachgewölbartigen Aufblätterungshöhlungen quer durchschneiden, letztere ihrer seitlichen Stützen beraubt werden und vertikal einsinken; zwischen divergent einfallenden Verwerfungen müssen daher auf tiefere, ausgedehntere Gewölbeausschnitte weniger ausgebreitete herabsinken; es entstehen daher besonders nach den Verwerfungskluffflächen Hohlräume, die sich auch zum Teil seitlich ins Streichen der Schichten abzweigen können,¹⁾ falls das Hangende an einer Stelle durch irgendwelche Verhältnisse eine feste seitliche Stütze besitzt. Mir scheinen die Möglichkeiten solcher Entstehung völlig auf die Potzberggruppe und ihre Liegendveredlung (S. 191 Anm., 217) zu passen. Ähnliche, unter den Königsbergporphyr und seiner hypothetischen, tief liegenden Sedimentkuppe (vgl. oben S. 154 etc.) möglichen Vorgänge konnten schon im Anschluss an die lokalen, der Melaphyrintrusion in Porphyrgeländen vorhergehenden Bewegungen in etwas älterer Zeit stattgefunden und die dort nach zwei Seiten einfallenden Gänge der mittleren Nordsüdregion hervorgerufen haben; hier wären durch die nach unserer Ansicht zweiseitigen Porphyrint intrusion ganz andere, den Schluss der Aufblätterungshöhlungen beschleunigende Ursachen gegeben (S. 211 etc. und Nachtrag).

Wirkungen noch jüngerer Verwerfungsperioden als diese geschilderten mit seitlicher Verrückung oder seitlicher Beschneidung der Gänge, ohne dass es in ihren Klüften noch zur Erzbildung gekommen wäre, wurden am Potzberg im Gebiet der Grube Davidskrone und Elisabeth mehrfach erwähnt; diese müssen der prätriadischen Störungsepoche angehören, deren Wirkungen, wie wir oben ausführten, gerade im Süden des Potzbergs, sich besonders in Längsverwerfungen äussernd, auslaufen und an deren nach SW. gesteigerten Verschiebungen sich auch die tertiären Störungen, von kleineren Querstörungen begleitet, anschliessen. Es scheint, dass die mittlere Zone des Karbonsattels in tertiärer Zeit weniger davon betroffen wurde, als die anliegenden Mulden und Randübergangszonen.

Es wurde ausgeführt, dass jene Zertrümmerungserscheinungen, welche v. GÜMBEL ursprünglich auf eine einzige Periode der Erzbildung mit einer Emporhebung einzelner Gebirgsteile aus grösserer Tiefe bezogen hat und auf welche er damals auch (l. c. S. 88) die bedeutenden Erhebungen des Potzbergs, Stahlbergs und Landsbergs zurückführte, ebenso ungezwungen in die Reihe der tektonischen Erscheinungen, besonders der Verwerfungsperioden einfügen lassen, wie die genannten Erhebungen in den ersten Bauplan des Pfälzer Sattels.

Es ist durch v. GÜMBEL mehrfach betont worden, dass am Potzberg, ausser in der Elisabethengrube, jene sonst mit den Quecksilbergängen eng vergesellschaftete Metamorphose der Nachbargesteine fehle, dass damit auch Schwerspat fehle oder auch selten sei, als ob mit der Veränderung der Gebirgsgesteine eine Vermehrung der mineralischen Ausscheidungsbildung zusammenhänge. v. GÜMBEL vergleicht hier in erster Linie den Potzberg mit dem Königsberg und da er die Ansicht

¹⁾ D. h. sie stehen dann in natürlicher Weise mit den nicht ganz geschlossenen Schichtzwischenräumen in den höheren Regionen der Nachsenkungs-Fortpflanzung in Verbindung, da ja diese nur zweiseitig abgegrenzten Nachsenkungsschollen von den anderen Seiten her in ihrem völligen Nachbruch gehindert werden können.

äussert, dass unter jenem, sowie unter dem Stahlberg und Landsberg l. c. S. 88, auch ein Porphyrkern stecke, der die Kuppe nicht zu durchbrechen vermochte S. 114, so meint er offenbar eine gewisse Vermehrung der Erze nach unten zu; jedoch auch diese ist beschränkt, da in allen Abbauen stets erwähnt wird, wie die tiefsten, neu angesetzten Stollen ohne Resultat blieben. Hinzutretene Wasserschwierigkeiten haben dabei nicht vermocht, langwieriges Suchen nach Erzen in grösserer Teufe zu hindern, bis endlich die Erfolglosigkeit der jahrelangen Bemühungen mehr als alle Wassernot allmählich an allen Punkten der Pfalz die Einstellung der Arbeiten veranlasste.

Es liegt daher nahe, die Tiefengrenze der Quecksilberausscheidungen im Pfälzer Sattel zu bestimmen: dabei ergibt sich nach vorläufiger Schätzung eine auffällige Annäherung an die Höhenzahlen zwischen 250 und 280 m, wobei die höheren Zahlen mehr im Westen der Verbreitung liegen, was man weniger auf das Empor-tauchen tieferer Schichten im Westen beziehen darf, als auf die vielen nachträglichen Senkungen im Osten des Sattels. Mit 250 m wäre also die Tiefengrenze der Schicht der Vertikalverbreitung der Quecksilbererze ungefähr gekennzeichnet. Eine Höhengrenze ist natürlich nicht anzugeben, da man in den meisten Fällen nicht weiss, welcher Betrag der Höhenschicht der Erzverbreitung erodiert ist. Am Stahlberg ist sie noch ungefähr 160 m stark; beim Königsberg 280 m und darüber hinaus; beim Potzberg ungefähr 250 m, wenn man von Gimbsbach aus rechnet, von der Nordostseite dagegen misst sie ca. 80 m weniger. Dabei ist zu bedenken, dass bei ihm die Tiefengrenze auf der SW.-Seite tiefer liegt als bei den übrigen Vorkommen; es scheint also, dass auch die Höhenschicht der Erzverbreitung hier von den Absenkungen, die die Bergkuppe erfahren hat, betroffen wurde. Dies wird noch dadurch zur Gewissheit, dass die nordwestlichen Erzgebiete in umfassenderem Masse jene Metamorphosen erlitten haben, welche sonst fast alle, auch in der Höhenlage mit dem Grubenfeld Elisabeth stimmenden Quecksilber-vorkommen begleiten, welche auch zu gleicher Zeit die Tiefenzone der Erzgänge bezeichnen, reichliche Kiesausscheidungen und Umwandlungen von Tonschlamm verschiedener Entstehung in tonsteinartige Massen, das Vorkommen von Baryt, nicht seltene Pseudomorphosen von Quarz nach Baryt während andauernder Ausscheidung von Zinnober.

Die ganze Art dieser Vergesellschaftung ist auch an den Stellen des Potzbergs zu beobachten, wo, wie wir oben gesehen haben, auch gewisse Eruptivgesteine auftreten, die den ursprünglich tiefer gelegenen Randregionen der Bergkuppe angehören und durch tektonische Vorgänge der jetzigen, später hervorgebrachten Kuppenhöhe mehr genähert wurden; auch diese Eruptivgesteine sind von der Metamorphose selbst betroffen.

Darnach wird wohl kaum daran zu zweifeln sein, dass die starke Senkung des Berges auf seinem Nordwest-West-Südwestumfang, deren Anfänge wir schon vor jeder Erzintrusion gut erkennen konnten, erst nach dem Abschluss der Erzbildung ihr Ende fand. Nicht dass eine beständige Senkung ins Auge zu fassen wäre, wir halten uns vielmehr mit Grund an zwei voneinander getrennte Hauptstörungsepochen, die permische und prätriadische, zwischen welchen eine kurze Epoche tangentialen Gebirgdrucks anzunehmen ist, deren Wirkungen sowohl im Erzgebiet (S. 144) als auch in der näheren Umgebung des Berges in zahlreichen tangentialen Kluftverschiebungen zu beobachten sind.

XXII. Nachtrag.

S. 123, 7 (Kap. VII). Es ist nachzutragen, dass die Fortsetzung der südlichen Teilsattellinie in das hessische Gebiet: Bechenheim—Alzey—Oppenheim schon in der 5. Auflage der geologischen Übersichtskarte von Württemberg und Baden etc. enthalten ist.

S. 134 (IV. Absatz) und S. 146 Anm. Hätte sich das Magma den Weg durch die Sedimente schrittweise nach den Flächen geringster Kohäsion gesucht, so hätte es sich zweifellos stets und nur an die selbsttätige Aufblätterung der Schichtfugen gehalten und hier eingeschlagene Wege nicht mehr verlassen; die daneben aber so ausserordentlich häufige, ganz glatte Durchsprengung der Schiefer unter sehr spitzem Winkel mit dem Schichteinfallen beweist eine sprungflächenartige Zerressungswirkung von weiter her, als an der jeweiligen Stelle der Magmainfusion. Ihre Entstehung ist offenbar die der vertikalen Transversalklüfte, also die Folge einer Wirkung, die wohl im allgemeinen hier vom Schichteinfallen etwas gerichtet ist, doch aber unabhängig davon die Schichtmassen zerreisst. Ihre Gewalt und Selbständigkeit wird um so anschaulicher, je mehr und je öfter sie unter einem dem Einfallen sehr angenähertem Winkel doch die Schichten scharf durchschneidet. — Wir haben S. 146, Anm. aus diesem Verhalten auch Folgerungen bezüglich der von anderer Seite angenommenen Plastizität der Schichten gezogen.

S. 143, II. Absatz. Die Entstehung dieser mit Magma erfüllten Hohlräume in Sandsteinen und Schiefen ist natürlich nicht ohne die Begleiterscheinung einer umfangreich an den Aufspaltungs-spältchen stattfindenden Abbröckelung und eines darauffolgenden Niederbrechens und Absinkens schon vor der Zeit der Magmaerfüllung zu denken: es sind Erscheinungen, die dann durch die Wirkung des Magmas noch gesteigert wurden. Die ersten Anfänge mögen sogar die spitz fingerförmig ausstrahlenden Auslaufenden einer Zersprengungsverzweigung sein, welche in den Sandsteinen ihr Ende findet; darauf folgt unter Erschütterungen um diese Enden eine nachbarliche Zertrümmerung, Ausbröckelung und ein Abrutschen der Bruchstücke nach den tieferen Stellen der weiter geöffneten Zerspaltung. Darauf ist erst das Eindringen des Magmas und eine erneute keilförmige Erweiterung etc. anzunehmen.

S. 145 Zeile 28—38. Herr Landesgeologe A. SCHWAGER nahm Bruchstücke des in ausreichtestem Masse gesammelten schwarzen Schiefers zur chemischen Definition der Färbung in Untersuchung. Die Färbung verliert sich nach längerer und starker Behandlung mit Königswasser durchaus nicht; es lassen sich keine Anzeichen feststellen, dass die Färbung auf Metalloxyde oder -Sulfide zurückzuführen wäre; der Rückstand bleibt gleichmässig dunkel; die Färbung verschwindet erst beim Erhitzen mit nahezu 5% Gewichtsverlust; es ist daher kein Zweifel, dass sie vorwiegend auf organische Substanz zurückzuführen ist. Die immerhin verhältnismässig schwere Verbrennbarkeit und der starke Widerstand gegen Säuren lässt schliessen, dass die organische Substanz sich dem Verhalten von Anthrazit nähert. Genauere Zahlenangaben sind: „Glühverlust der ursprünglichen Substanz 5,4%, der Rest ist durch Eisenoxyd schwachrötlich gefärbt. Nach Behandlung mit Königswasser bleibt ein Rest von 74,73% der ursprünglichen Substanz, der noch ganz dunkel gefärbt ist und erst beim Glühen mit einem Verlust von 4,90% völlig hell wird; Destillationsprodukte zeigten sich bei eigens daraufhin angestellter Prüfung nicht.“

Diese Daten bestätigen die oben ausgesprochene Ansicht, dass die Wirkung des Magmas auf die eingeschlossene organische Substanz der unmittelbar jetzt neben dem Magma befindlichen Schiefer keine allzugrosse und plötzliche, auf gewaltige dynamische Wirkungen weisende, sondern eine sehr langsame und unvollständige gewesen sein könnte, sofern man daran festhält, dass der Kontakt noch heute so vorliegt, wie zur Zeit der Intrusion — was ich allerdings im ganzen und grossen Umfang nicht zugeben kann — oder sofern man nicht zugesteht, dass das Magma in nicht mehr völlig leistungsfähiger Masse an die Sedimente herangetreten ist; es muss hier etwas besonderes vorgelegen haben, was bewirkte, dass die sonst so häufige und bei fast konkordanter Zusammenlagerung von Sedimenten und Intrusivlagern in gewissen Umfang fast immer zu beobachtende Bleichung, d. h. völlige Verbrennung der organischen Substanz der Schiefer hintangehalten wurde; freilich zeigen von Melaphyren durchsetzte Kohlenflötze oft auch nur eine Verkoksung oder Anthracitisierung, was aber gleichfalls für eine gelegentlich sehr gering oder sicher langsam und unvollständig verbrennende Wirkung spricht; wenn auch die Hitze des Magmas nicht ganz zur Verbrennung von Kohlenstoff zu rechnen ist, an genügendem Sauerstoff zu so geringen unmittelbar randlichen Oxydationswirkungen, wie wir sie bei den besprochenen Schiefen verlangten, kann es doch nicht gefehlt haben. Hierin ist daran zu erinnern, dass gewisse tektonische Störungen in Kohlenflötzen mit später erfüllten Ganglupfungen den von Melaphyren in Kohlenflötzen eingenommenen Bruchräumen sehr

ähneln (vgl. Der Steinkohlenbergbau in d. Umg. von Saarbrücken 1904 S. 19 und S. 61); letztere sind offenbar nicht durch Ausbrennen entstanden. Die von uns oben S. 208 angeführte Unberührtheit von Kohle bei der Zinnoberdurchdringung gilt übrigens auch nur für einzelne Vorkommen; andere zeigen, dass bei dieser Mineralisation, auch ohne Kontakt im eigentlichen Sinne, starke Veränderungen vorgegangen sind, worüber Untersuchungen mit geeignetem Material vorbereitet werden.

S. 151, I. Absatz, und 155. Es sei ausdrücklich darauf aufmerksam gemacht, dass die lagerhafte Apophyse ins Hangende hinter dem neuen Schloss bei Wolfstein von der „Ecküberschneidungsregion“ ausgeht, wie etwa die ihr diagonal entgegengesetzte am Potschbergmelaphyr bei Jettenbach. Die grösseren Überschneidungsmassen am Hermannsberg selbst halten sich in ihrer Hauptentwicklung an die Nähe der nordöstlichen und nordwestlichen Ecke der Kuppe. Das Bistrichvorkommen entspräche dem Beilsteinzug und liegt jenseits der Durchkreuzungsecke des niedrigen Nordsattels und der Bruderwaldmulde. Das Hochbuschvorkommen erscheint auch an die Nordostecke des Potzberges, wie das am Ländstel an seine Südostecke gebunden. Wenn wir so im kleinen sehen, wie diese Infusionen an Eckumbiegungen von Schichten bei Durchkreuzungen von Sätteln und Mulden sich halten, so erscheint uns auch das Auftreten der Porphyrvorkommen des Donnersberges, der Ebernburg-Kreuznacher, der Nohfelder und Düppenweiler Masse an ähnlich charakterisierten, analogen Stellen des Gesamtsattels verständlich (S. 147).

S. 151, II. Absatz (S. 144 und 192). Es liegt natürlich fern zu behaupten, dass solche Rutschspiegel nicht auch in weichem, plastischem Material entstehen könnten, sie sind aber dann vielfach gerundet und knetungsartig unregelmässig, besonders unter sehr hohen Druckverhältnissen; unter unverhältnismässig geringerem Hangenden kenne ich z. B. Rutschspiegel mit Schubstreifen in recht weichem, fast torfartigem, pliocänem Lignit, der nur unter geringsten tektonischen Einflüssen stand. In solchen plastischen Massen bedarf es auch keiner gewaltigen dynamischen Vorgänge, keiner aussergewöhnlichen Gleichgewichtsänderungen etc., um Schubstreifen etc. hervorzubringen. Je grösser aber das auflastende Gewicht ist, je gewaltiger Druck und Gegendruck miteinander kämpfen, desto härter wird das Gestein angenommen werden müssen, das aus solchen Umwälzungen mit scharfen, geraden Kanten und ziemlich ebenen Flächen hervorgeht. Selbst wenn ein Teil der Erhärtung als Folge der Druckwirkung selbst gedacht werden könnte, so müsste die Formung doch an einem schon verhältnismässig harten Vorstadium des Materials stattgefunden haben, was sich kaum verkennen lässt.

S. 158, I. Absatz, und 159. Die geringere Grösse von Muldengängen oder das Fehlen von Aufblätterungen im Schichtensystem der den Sätteln anliegenden Mulden kann darauf zurückgeführt werden, dass die Einfaltung der Mulden 1. im Sinne des ersten Absatzes in einer beckenartigen Eintiefung erfolgt und 2. im Sinne der natürlichen Wirkung des Gewichtes der Masse, die den Zusammenschluss auch bei Fugenbewegungen der Schichtflächen aneinander unterstützt. Die bei letzteren vorauszusetzenden Gleitbewegungen der Schichten an ihren Schichtklüften ist bei Faltungen eine gewöhnliche Erscheinung; sie wird da in grösserer Masse zur Notwendigkeit, wo übereinander folgende Schichtensysteme in diskordanter Anlagerung und starker Transgression über die später als Seitenränder der Kompression wirkenden Kontinentalmassen einzeln und für sich unter sehr verschiedenen Druckverhältnissen stehen, daher zu selbständigen Bewegungen an Schichtfugen veranlasst werden. Solche Bewegungen sind auf gewisse Flächenerstreckungen ebenso bei Seitendruck denkbar und hier ebenso zwingend anzunehmen, wie radiale Bewegungen auf tiefgehenden vertikalen Klüften; sie werden nur in den meisten Fällen durch vorher entstandene Vertikalklüfte in unregelmässigster Weise unterbrochen und abgelenkt; sie können aber dann auf grosse Flächen hin kilometerweit ungestört sich fortsetzen, wenn sie, wie dies für unseren Sattel ausgeführt wurde, vor Eintritt der ersten starken Vertikalzerklüftung und vor jeder anderen Störung der Schichten, also in einem sehr frühen Stadium nach Ablagerung und erster diagenetischer Erhärtung des Schichtensystems durch seitliche Kompression in Wirksamkeit gesetzt werden. Es ist daran zu erinnern, dass eine solche Verschiebungswirkung, z. B. von den nördlichen Transgressions-Seitenwänden bei den Potzbergschichten bis zur Sattelachse etwa 20 km weit erfolgen musste und konnte.

S. 176, 180, II. Absatz, und 186. Bezüglich der Entstehung solcher Breccien ohne jede eigentliche tektonische Bewegung der Massen in zerklüfteten Eruptivgesteinen berichte ich über eine Beobachtung aus dem Grenzlager westlich von Odernheim und südlich von Meddersheim-Sobornheim; hier sind in grösstem Masstabe in der oberen Porphyritzone des Grenzlagers, besonders in den ins Hottental südlich vom Dornberg anstehenden, gewaltigen Felsen gewisse eckige von normalen und normal in den Felsen fortstreichenden Absonderungsklüften begrenzte Zwischenräume völlig mit einer konglomeratischen Masse aus rundlichen Brocken mit entschieden detritusartigem Bindemittel

unter allmählicher Verkleinerung nach den feineren Nischen und Brockenzwischenräumen und gänzlichem Abschluss der letzteren ausgefüllt. Ich betone, dass man es hier nicht mit den vielfach von mir studierten kugeligen Verwitterungsformen in zerklüfteten Eruptivgesteinen zu tun hat, sondern mit einer sehr verschieden gestalteten Ableitung aus jenen. Besonders kräftig von der Absonderungszerklüftung durchsetzte Partien, welche durchsetzenden und zersetzenden Flüssigkeiten sehr zugänglich waren, wurden in ihren grösseren und kleineren Bruchstücken an den Ecken abgerundet, das transportfähigere feinere Material wurde fortbewegt und bildet eine Bindung der Brocken, die der eines Porphyrkonglomerates z. B. vom Donnersberg und besonders der der Porphyrbreccien im Königsberg ganz erstaunlich ähnlich sieht; in ähnlicher Weise sind ja auch letztere zu erklären, nur liegt der Unterschied vor, dass durch die stärkere Ganglüpfung eine Art Stratifizierung der Konglomerate, wie bei den permischen Porphyrkonglomeraten, möglich wurde.

S. 201 und 204. Eine genauere Untersuchung der nachträglichen Aufsammlungen am Hochbusch hat zur Gewissheit ergeben, dass die kleinen Drusenmineralien einem wesentlich einheitlichen Prozess angehören, dass wohl nur die verschiedenen Wachstumsarten und -Gelegenheiten ihre etwas verschiedene Gruppierung verursachen. Quarz scheint die älteste Bildung gewesen zu sein, weil er so häufig die Höhlungswände ganz bedeckt; zum grossen Teil beruht das aber darauf, dass die Sandsteinquarze jede neue Quarzausscheidung als flächenhafte Fortwachsung an die noch freien Wände hinzog, während das spiessige, nadelförmige Wachstum des Turmalins die entgegengesetzte Tendenz nach den inneren Hohlräumen zu hat; ihre hauptsächlichste Entwicklung fand daher in den verschiedensten Richtungen in das Innere hinein statt, wo sie dann von den Oberflächen der stets weiter wachsenden Wandquarze umwachsen werden (ebenso wie von dem Anatas, der hier zum Teil seine Ansatzstellen fand); häufiger umwächst der tafelförmige Brookit den Turmalin und nicht bloss dessen jüngste Spitzen; es ist das Bild des Kampfes um den Raum bei zeitlich nicht unwesentlich verschiedenen Mineralausscheidungen. Es zeigen auch manche Höhlungen nur Quarz und andere fast nur Turmalin, niemals aber Quarz über Turmalin; Anatas-Doppelpyramiden wurden noch mehrmals in der S. 201 beschriebenen Stellung nachträglich beobachtet.

In Begleitung dieses Nachtrags sei noch auf das im Text nicht berücksichtigte, allerdings höchst seltene Vorkommen von Eisenglanz in unserem Gebiet aufmerksam gemacht. Die geogn. Sammlung besitzt ein Fragment eines schwarzen, wie in den Potzbergsschichten öfters, charakteristisch körnig verkieselten Holzes mit zum Teil noch erhaltener Kohlenrinde vom Dreikönigszug; das Gestein ist zersprengt und zeigt auf den Spaltflächen über einer Kruste von kleinen frischen Quarzchen noch Eisenglanz und Markasit; beide in allerdings recht kleinen Individuen (bis zu 1,5 mm Länge).

Auffälliger ist das Eisenglanzvorkommen vom Königsberg, dessen nähere Gangherkunft allerdings nicht überliefert ist; es sind derbe Brocken von Eisenglanz, deren Oberfläche zum Teil grosse, schön und frei entwickelte, dünne, tafelförmige Kristalle zeigen; die Unterseite dieser Brocken zeigt die Überwachsungsfläche einer völlig aufgelösten, unregelmässig traubig-nierenförmig oder tropfsteinartig gewachsenen Substanz, vielleicht eines Karbonats, das ebenso verschwunden ist, wie S. 177 und 188 etc. erwähnt wurde. Überdeckt sind die Stufen von einer zart gelblichen Kieselsäureausscheidung, welche in dicker Ausfüllung stärkerer Oberflächenvertiefungen halb opalartig, in zarter Überkrustung chalcedonartig aussieht (vgl. S. 194, unterster Absatz). — Die verhältnismässig gute Erhaltung der Kohlenrinde der ersten Stücke spricht nicht für die Entstehung des Eisenglanzes durch Sublimation, wohl aber kann sein Auftreten an die Exhalationen gebunden werden, welche die Intrusionen saurer und basischer Gesteine begleiten, die von pneumatolytischen Vorgängen gefolgt sind und in weiterer Zeitfolge durch mineralisierende, salinische Thermalwasser abgeschlossen zu werden scheinen (vgl. S. 204—206).

S. 216. Herr Assistent M. SCHUSTER hat die hier erwähnte grünliche Zerklüftungseinschaltung mikroskopisch untersucht und teilt darüber folgendes mit:

„Das Gestein ist — nur mikroskopisch deutlich bemerkbar — porphyrisch entwickelt. Die Einsprenglinge werden nur von Orthoklaskristallen gebildet; die Grundmasse ist ein mikrofelsitähnliches Mineralienensemble, untermischt mit Erz- und Titanitkörnchen.

Die recht frischen Feldspäte sind meist wechselnd grosse Leisten bis zu einer Länge von 0,5 mm. Die kleineren sind an den Enden öfters zerspleisst. Neben dieser Leistenausbildung findet sich, weniger häufig, eine tafelige Rhombusform bis 0,3 mm Breite, wohl Längsschnitte durch eine Kombination von Prisma und hinterem Hemidoma; Karlsbader Zwillingsbildungen sind an manchen zu bemerken; Lamellierung nach dem Albitgesetz fehlt. Risse quer zur Längserstreckung sind recht häufig. Die Auslöschung ist häufig gerade, senkrecht zu c 5° , weist also auf Orthoklas hin.

Eine Fluidalanordnung der Feldspäte ist besonders um vereinzelte kleine Hohlräume des Gesteins zu bemerken.

Die Grundmasse ist ein farblos, mit Erzkörnchen und -Nädelchen stark durchsetzter Mineralienfilz, aus dem nur kleinste Schüppchen von farblosem Glimmer herausleuchten. Der Rest ist, nach seiner sehr schwachen Licht- und Doppelbrechung zu schliessen, wohl ein inniges mikrofelsitisches Gemenge von Quarz und Feldspat.

Es liegt nahe, die farblosen Glimmerschüppchen als Neubildung aus der Grundmasse zu betrachten, wogegen allerdings der frische Zustand der Einsprenglingsfeldspäte zu sprechen scheint.

Das Gestein im Hangenden und Liegenden ist ein Quarzporphyr ohne makroskopisch sichtbare Quarzeinsprenglinge (Felsitporphyr). Es ist aufs nächste verwandt mit dem von Dr. E. DÜLL¹⁾ bereits beschriebenen Quarzporphyr vom Wolfstein-Typus.

Die Grundmasse ist u. d. M. ein mosaikartiges, lockeres Aggregat von vorherrschenden eckigen Quarzkörnchen und recht seltenen orthoklastischen Feldspäten. Der Kitt der Körner wird von einer lichtrötlich gefärbten, schwach polarisierenden mikrofelsitischen Substanz gebildet. Schlecht entwickelte hellolivgrüne Biotitfasern sind wahllos über der Grundmasse verstreut.

Nur undeutlich heben sich von letzterer die spärlichen Quarzeinsprenglinge ab. Sie sind zumeist schlecht kristallographisch umgrenzt. Lückig ausgebildet, schliessen sie in der Regel Partien der mikrofelsitischen Bindesubstanz der Grundmasse ein, wobei sie oft wie zerstückelt aussehen.

Erz fehlt; chloritische Zersetzungsprodukte sind selten.“

Diese Diagnose bestätigt im grossen und ganzen das oben im Text Gesagte; es lässt sich diese mühe, dem Erhaltungszustand nach frischere Einschaltung als eine den übrigen besprochenen Differenzierungen wesentlich gleichzeitige Erscheinung erkennen, welche aber mit der Zerklüftungs-entstehung des Magmas in genetischem Zusammenhange stehen muss. Mit Beziehung hierauf sei noch folgendes bemerkt: es wurde durch den Vergleich mit dem Fürfelder Vorkommen und verwandten Erscheinungen (S. 216—217) nahegelegt, dass die liegende Zerklüftung wohl eine diagenetisch ältere ist, was auf physikalische, weiterhin auf chemisch-mineralische, von der Sediment- (Kuppen-)Grenzfläche her und mit dieser sich ungefähr konform erstreckende Einwirkungen zurückgeführt werden könnte. Es ist kein Zweifel, dass die Kontaktgrenzen einen grosszügig regelnden Einfluss auf die Magmen bei den Formen ihrer Erstarrung und Erkaltung ausüben müssen, wonach z. B. die Zerklüftungsflächen meist senkrecht auf den Sedimentgrenzflächen stehen, wenn sie gelegentlich auch von ihnen ausstrahlen etc. Auch die Zerklüftung parallel mit den Grenzflächen, die seltener ist, ist offenbar von ihnen beeinflusst. Man darf annehmen, dass die Zustandsänderungen des der Auskristallisation sich nähernden Magmas schichtenweise von aussen nach innen vorrücken, dass bei den endlichen Zerreissungen der schon fest gewordenen Masse diesen Grenzen konforme Klüftflächen entstehen, welchen vereinzelt auch lagenartige magmatische Differenzierungen entsprechen können, welche ihrerseits auf die Fortsetzungen der radialen Zerklüftung nach innen einen bestimmenden bzw. auch unterbrechenden Einfluss auszuüben vermögen.

S. 207, 208, 217 und 219. Die hier zusammenfassenden und zu ergänzenden Punkte betreffen: A. die Frage der Entstehung der Tonfüllungen und andererseits B. der möglichen späteren Verschwemmungen der in den Erzgängen befindlichen Substanzen. S. 162 und 167 werden die Gangfüllungen am Potzberg als unter besonderen Umständen verschlammte und den zermürbten Sandsteinen entnommene Tone erklärt, wenn auch dagegen Stellung genommen wird, dass die Ursache der Räume, Spalten, Spältchen und Lücken durch die Metamorphose der Gesteinssubstanz gegeben wäre; S. 173, 174, 175 5., S. 176, 8., S. 177, 179 III. Absatz, 185, 189 werden die verschiedenen Gangfüllmassen der Königsberggänge auf verschiedentlich zum Teil unter dem Einfluss salinischer, heisser Wasser (S. 167), zersetzten und transportierten Porphyrdetritus zurückgeführt wie auch S. 171 Anm. der Vergleich des Kieselsäuregehaltes des Breccienbindemittels auf Porphyr verweist. Wenn nun auch das Vorkommen von Asphalt auf die Wirkung salinischer Wasser in bituminösen Sedimenten zurückgeführt wird (S. 196), desgleichen die in den Porphyrgebieten auftretende, ausserordentlich häufige Roteisenfärbung der Tone bei sehr zurücktretendem Brauneisen (vgl. BRAUNS. Chem. Min. S. 145) als Solenwirkung (S. 209), zugleich auch mit deren mechanisch Schlammtrübungen verdrängendem Einfluss (S. 187) betrachtet wird, so wird dabei nicht verkannt, dass Substanzen wie Roteisen, Psilomelan, Pyrolusit, ja sogar auch zum Teil Kieselsäure

¹⁾ Petrographische Studien an Eruptivgesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten aus dem Gebiete zwischen Glan und Lauter (vgl. diesen Jahrg. S. 64).

(S. 185) der Auslaugung des Bergkörpers in weiterem Umfang entstammen mögen. Auch für das Vorkommen von Karbonaten in örtlich stärkerer Begleitung der Gangminerale wird lokal (Moschellandsberg, Mörsfeld, Stahlberg) auf die Beschaffenheit der in der Nähe durchdrungenen Sedimente S. 208 verwiesen. — Wenn man nun andererseits auch in Erwägung zieht, dass die stärksten Barytvorkommen sich an die Porphyrgelände halten, während hier zugleich Kalkkarbonate und -Sulfate zurücktreten, aber viel seltener neben Baryt vorkommen, so wäre man auch schliesslich für den Baryt gezwungen, eine ähnliche Ableitung aus den Feldspäten des Porphyrs anzunehmen; dem stehen aber einstweilen doch noch grosse Bedenken gegenüber, besonders vereinzelte Vorkommen auch da, wo jede Beziehung zu Porphyren zu fehlen scheint; auch müsste wohl gerade die Region, wo die besprochene Gesteinszersetzung am stärksten vorgeschritten wäre, ausgeschlossen sein, da hier auch der stärkste Barytumsatz ist, beide Vorgänge sich aber chemisch und räumlich ausschliessen müssen, so dass die Zersetzung hier eher eine Begleiterscheinung des Barytumsatzes ist, als die Mutterregion der hierbei ausgeschiedenen Substanzen; die Aufführung des Baryts müsste vielmehr aus grösserer Tiefe erfolgen, wo daher keine Angaben über seine eigentliche Herkunft zu machen sind. In der Auffassung der Gangletten als Endprodukte der in grossem Massstabe stattfindenden Umwandlungen des Nebengesteins bei der Quecksilbererz-Mineralisation findet sich der Verfasser in Übereinstimmung mit den Untersuchungsergebnissen J. V. SPIREKS am Mte. Amiata (vgl. Rassegna mineraria Vol. VII 1897 [1903] Nr. 18), woselbst ein Erklärungsversuch der Wechselwirkung zwischen Ausscheidung der Erze und Umwandlungsprodukten der dortigen Gesteine gegeben wird, auf den ich an anderer Stelle zu sprechen komme, da ich eines der dortigen Bergwerke unter Leitung Direktor SPIREKS besucht habe. Wie wir nun auch S. 196 und 207 bemerkt haben, findet natürlich auch eine Verschwemmung der Erzkörnchen zum Teil mit einer fortschreitenden Umlagerung der Gangletten statt; mit letzterer und mit der Zunahme der Zersetzung der Randgesteine werden endlich z. B. die zuerst nur sehr wenig von Letten bedrängten, sondern in klare Lösungen hereinwachsenden milchigen Baryte älterer Generation vielfach nun von Letten so überdeckt, dass ausserordentlich häufige Vorkommen des Baryts jüngerer Generation in toniges Mittel mit skelettartigem Wachstum hereinwachsen mussten, auch an Stellen, wo dies früher sicher nicht der Fall war. Auch SPIREK erwägt (l. c. S. 9) den mechanischen Transport höherer Zinnoberausscheidung in tiefere Horizonte, wo nach den chemischen Voraussetzungen seiner Hypothese auch keine Ausscheidung mehr erfolgen durfte. Etwas ähnliches könnte aber auch für die besprochene Liegendveredlung der Gänge am Potzberg angeführt werden (vgl. S. 217 und 219); der Vergleich wäre aber nicht zutreffend, da an der betreffenden Stelle der Umgebung des Mte. Amiata die Erniederrführung durch Zerklüftung der fast horizontal liegenden Schichten hindurchgegangen wäre, am Potzberg bei dem steilen Einfallen der Gänge aber im Gang selbst hätte bleiben müssen, statt in das sehr steil geneigte Liegende einzudringen. Zudem hat das Erz im Liegenden der Gänge den Charakter eines dort gebildeten und angewachsenen Mineralvorkommens, nicht den des transportierten, wie dies allerdings auch für die von mir besuchten Gebiete am Mte. Amiata gilt, worauf ich an anderer Stelle eingehender zurückzukommen gedenke.

Inhalts-Verzeichnis.

	Seite
Dr. Otto M. Reis, Der Potzberg, seine Stellung im Pfälzer Sattel . . .	93—233
(Vgl. geol. Karte des Gebietes vom Königsberg und Potzberg von L. v. AMMON, O. M. REIS und C. BURCKHARDT)	
I. Einleitung	93—94
II. Kurze Darstellung der Schichtengruppen	97—101
1. Die oberste Abteilung der Mittleren Ottweiler Schichten oder die Potzbergsandsteine S. 94—95. 2. Die Oberen Ottweiler oder Breitenbacher Schichten S. 95—96 [oberes Breitenbacher Flötz S. 96. T. unufacies der Breitenbacher Schichten S. 96 Anm.]. 3. Die Unteren Cuseler Schichten S. 97—98. [Die unterste Abteilung der Unt. Cuseler	
Geognostische Jahreshefte. XVII. Jahrgang.	15

	Seite
Schichten S. 97; die mittlere Abteilung der Unt. Cuseler Schichten S. 97—98, Styolithen S. 97; die obere Abteilung der Unt. Cuseler Schichten = Börsborner Schichten S. 98]. 4. Die Oberen Cuseler und Lebacher Schichten bis zum Ober-Rotliegenden und Buntsandstein S. 98—100. [Rote Schichten in der Odenbacher Stufe S. 98; Söterner Grenzbrecie S. 99; Hygrophilit S. 99; Staufer Schichten, ihre Stellung S. 99—100]. 5. Eruptivgesteine S. 100—101.	
III. Lagerungsaufbau und Lagerungsstörungen	101—105
1. Im Kern des Berges S. 101—104. [Tektonische Ursache des einseitigen Baus und der Achse der Kuppe S. 101; Wirkung von Senkungen bei vorgebildetem Schichtenkegel S. 101—102; Entfärbung der Schichten, Zug des Felskonglomerats S. 102; Tiefbohrungen S. 103.]	
2. Bau und Störungen in der Ummantelung des Schichtenkernes S. 104—105 [Wertigkeit der grossen südlichen Störung S. 104].	
IV. Besonderheiten im Bau der südlichen Grenzzonen von Oberem und Unterem Rotliegenden	104—110
Überkippte Lagerung S. 105—106; Struktur der überkippten Zone S. 106—107; Umkipfung in der Dietschweiler Mulde S. 107; Zeit der Überkipfung S. 108; Entstehungsvorgang S. 108—109; mögliche Analogien S. 109—110.	
V. Tektonische Orientierung der Potzbergkuppe und ihrer näheren Umgebung im Pfälzer Sattel	110—113
Störungen O. und SO. vom Potzberg und ihre Entstehungsbeziehungen S. 110—111; Störung der östlich anliegenden Bruderwaldmulde S. 111—112; Feststellung der eigentlichen Bewegungen S. 112; Faltungsvorgang bei der Bruderwaldmulde S. 113.	
VI. Vergleich des Westabfalls des Potzbergs mit dem Ostabfall des Höcherbergs	114—119
Schichteneinfallen zwischen Höcherberg und Potzberg S. 114; Zeit ihrer Entstehung und Umformung S. 115; zwei Längssättel S. 115; Verschiedenheiten der Randzonen und Verbreitung der Schichten in der Richtung der Sattelaehse S. 116—117; Frage, ob Einbruchgebiet S. 117; Hinweise aus den Melaphyrlagern und -Gängen S. 118; Verhalten der Ablagerungsmulde bei der Faltung S. 119.	
VII. Gliederung des Pfälzer Sattels in zwei schwächere Längssättel	119—123
Verlauf der Hauptsättel S. 120; randliche Kuppen und Sättel S. 121; Querfalten S. 122; Entstehung der zwei Hauptfirste S. 122; Übersicht S. 122—123.	
VIII. Allgemeinere Angaben über das Alter der queren und streichenden Teilfaltungen	123—127
Übergreifende Lagerung des Ober-Rotliegenden S. 123; St. Wendeler Bucht als Graben S. 124; Scheidung der Prims- und Nahetalmulde schon zur Zeit des mittleren Ober-Rotliegenden S. 125; Beziehung von Störungen und Porphyraufbrüchen S. 125—126; Sattelung älter als die Kluftdislokationen S. 126; Bucht an der Elkersbergkuppe S. 126; Lagerungsstrich der Söterner Breccien im östlichen Pfälzer Sattel S. 127; Übereinstimmung von Faltungen und Ablagerungsbecken S. 127.	
IX. Besitzt der Potzberg einen Kern aus Eruptivgestein?	128—131
Wie kann sich ein Eruptivgestein als Berg-auftreibende Masse äussern? S. 128—130; Tatsachen aus den tieferen Regionen des Potzberges S. 130; verschiedene Beteiligung der Eruptivgesteine an ähnlichen Bergkuppen S. 131.	
X. Näheres über die Beziehungen von Schichtenaufwölbungen und Intrusionen	131—148
A. Über die örtliche Vorgeschichte und die Vorbedingungen der Intrusion im allgemeinen S. 131—136 [Zeit der Porphyrint intrusionen ungefähr gleichzeitig mit der des Pfälzer Sattels S. 132; Morphologie der Melaphyrlager S. 133—134; vor der Intrusion Durchsprengung der Gesteinsmassen S. 134; Zeit und Ursache der Durchsprengung S. 136].	

	Seite
B. Melaphyrintrusionen und die umgebenden Sedimente S. 136—146 [Melaphyr von Oberhausen am Lemberg S. 137—139; Melaphyr vom Götzenfels bei Ebernburg S. 139—141; Melaphyr vom Baumrech bei Altenglan S. 147; Melaphyr von Relsberg S. 142—143; Melaphyr von Lauterecken (Hammelsfels) S. 144; Melaphyr von Erdesbach (Schneidchen) S. 144—145; Schlussfolgerungen über die Präformation der Intrusionswege und ihre tektonische Ursache S. 146].	
C. Porphyrint intrusion und die umgebenden Sedimente S. 146—148 [Ursachen der morphologischen Unterschiede zwischen diesen und den Melaphyrintrusionen S. 147; verschiedenste Ursachen der Unregelmässigkeiten am Kontakt S. 148.]	
XI. Einige Beziehungen und Unterschiede zwischen Potzberg und Hermannsberg-Königsberg	148—156
Schichtenfolge am Westhang des Hermannsbergs im Vergleich mit dem Potzberg S. 148; Verhältnis der Schichtenerhebungen zur Beteiligung der Eruptivgesteine S. 149; Überschneidung der Ecken der mehr oder weniger polygonalen Schichtenkuppe durch die Eruptivgesteine S. 150—152; Ablenkende Wirkung der Intrusionsmassen in der späteren Geschichte der Tektonik S. 150—152; die Kiefernkopfintrusion im Hermannsberggebiet S. 153; der Potschberg S. 154; der Königsberg S. 154—156.	
XII. Allgemeines über den vorgetragenen Erklärungsversuch	156—16
Übereinstimmung mit der E. STRESS'schen Hypothese der Entstehung der Batholithen S. 156; Besprechung von allgemeinen Einwürfen von BRANCO und FRAAS S. 156—157; Dauer der tektonischen Hohlräume, die australischen Sattel- und Muldengänge nach SCHMEISSERS Darstellung S. 157—158; die Porphyre des Glan- und Lautergebiets als Satteldgänge S. 158; Kiefernkopf und Potschberg in diesem Zusammenhang S. 158; Beziehung zu den effusiven Lagen der anliegenden Mulde S. 159; die Grenzmelaphyre als Analogien der „Muldengänge“ S. 159; Vergleich mit den Intrusivlagern S. 160; L. MILCHS Darstellungen über die Vorbedingungen der Intrusionen S. 160.	
XIII. Die Quecksilberbergwerke am Potzberg in tektonischer Beziehung	161—170
Grube Davidskrone, Flacherlegen der Gänge in höherer Teufe S. 161—162; Grube Alter Potzberg S. 162—164; Transport der Zinnobergrauen S. 163; Grube Dreikönigszug S. 164—168; Parallelismus von Gang in tieferer Sole und Verwerfungslinie S. 164; die Gangdurchquerung eine Verwerfung S. 164—165; Kluffverschiebungen in der Umgebung des Gangs S. 166; Ganglüpfungen tektonisch oder durch Gesteinsschwund verursacht? S. 166—167; Grube Dreikronenzug S. 168; Grube Elisabeth S. 168—170; scheinbare Fortsetzung des 8-Uhrgangs in das Gebiet der Grube Elisabeth S. 169; Eruptivgestein bei Hochbusch S. 170.	
XIV. Die Gangverhältnisse in den alten Bergbauen am Königsberg	170—173
Christiansglücker und Theodorierzluster Feld S. 171—172; Grube Pfälzer Muth S. 172; Karl Ludwigs-Erzlust S. 172—173; Herrenpitz S. 173; Eisen-erzgänge S. 173.	
XV. Die beiden Schwerspattagebaue im Horngang (Zwölfuhrgang) am Königsberg	173—190
A. Tagebau an der Nassedell S. 174—180 [Zweiseitiges Wachstum in der westlichen Gangeinzelheit S. 174; Schubfläche zwischen dieser und der östlichen Gangeinzelheit S. 175; Plagioklas-ähnliche Streifung an den Spaltflächen des Baryts, bilaterales Wachstum auf dieser Seite, Konglomeratkeil S. 176; Überwachungsabdrücke aufgelöster Krusten S. 177—178; hellere II. Barytgeneration, Art des Hämatit- und Psilomelanwachstums S. 178—179; Quarz S. 179; Schubrand mit zwei Bewegungsrichtungen S. 179; nächstliegende Folgerungen S. 180]; B. Tagebau an den Hirtengärten S. 180—183; Plagioklas-artige Streifung S. 180; Porphyrbreccien S. 180—181; zwei Systeme verschieden gerichteter Schubstreifen S. 181; Horntonsteine, Baryt II. Generation S. 182;	

- zwei Gangeinheiten S. 183; Mineralisierung ausser Baryt, besonders mit Quarz S. 184—185; Bild der Ganghöhlung vor seiner Mineralisation, Porphyrbreccien S. 186. C. I. Tieferer (Abbau-)Stollen unter der Nassedell S. 187—188. D. II. Tieferer (Versuchs-)Stollen unter der Nassedell S. 188—189 (Baryt II. Gener.; Quarz). E. Barytabbau im alten Pfälzer Muther Stollen S. 189—190.
- XVI. Allgemeine Folgerungen aus dem Verhalten des Barytgangs . . .** 190—198
Die Gangmasse, eine zwischen zwei Schubflächen nachträglich gewalkte Masse aus zwei nebeneinander gesetzten Einheiten S. 191; Vergleich der Störungserscheinungen mit jenen am Rande der Intrusionsmassen S. 191—192; Allgemeine Charakteristik des Gangs und seiner Geschichte S. 192—193; Beschreibung einzelner instruktiver Erzstufen S. 193—195; Perioden des Gangwachstums, jüngere Barytgeneration S. 195; Asphaltvorkommen und salinische Thermen S. 196; Zeitpunkt der Erzintrusion nach den Perioden der Tektonik beurteilt S. 197; Beziehungen der Baryt-Quecksilbererze zu den Kupfererz-vorkommen der Rheinpfalz S. 197—198.
- XVII. Die metamorphosierten Gesteine am Hochbusch und ihre Neubildungen** 198—206
Das Eruptivgestein vom Hochbusch und Ländstel S. 198—199; der grobkörnige Potzbergsandstein vom Hochbusch, allgemeines S. 200; leitende mikroskopische Untersuchung von Dr. F. W. PFAFF, Turmalin und Anatas S. 200—201; Untersuchung des spez. Gewichts der Neubildungen durch A. SCHWAGER, mikroskopische Untersuchung der nach dem spez. Gewicht getrennten Substanzen: Quarz, Turmalin, Anatas, Brookit und Zirkon S. 202—203; anderweitiges Vorkommen dieser Minerale und ihre Bedeutung, Typus der Vergrünung des pneumatolytischen Kontaktphänomens mit salinischen Thermen als Endstadium, Beziehung zu den Quecksilbergängen S. 204—205; Turmalin als Leitfossil für das permische Alter des Beginnes der gesamten Mineralisationserscheinungen S. 206.
- XVIII. Kurze Übersicht über die Entstehung der erzführenden Bergkuppen der Pfalz . . .** 206—209
Die Ansicht v. GÜMBELS S. 206—207; die Bedeutung und Gliederung der Horntonsteine v. GÜMBELS S. 207; Entstehung der Schichtenkuppen als ältestes Stadium der erzführenden Berge 207—208; Modifikation der begleitenden Mineralausscheidung nach den Eigentümlichkeiten der durchsetzten Sedimente und Eruptivgesteine S. 208; Zinnober als Mineralisation von juvenilen Thermen (POSEPNY, SUSS und DELKESKAMP) S. 208—209; höhenschichtartige Abgrenzung der Quecksilber- etc. Ausscheidung in der Rheinpfalz S. 209.
- XIX. Zusammenfassung der Unterschiede in den Erzgängen zwischen Potzberg und Königsberg . . .** 209—214
Abhängigkeit des Gangverlaufs von der eigenartigen Präformation der Zerklüftung in den verschiedenartigen Kuppen S. 209; Breite der Gänge S. 210; Beziehung der Gangentstehung zu Verwerfungen S. 210—213; Verwerfungen innerhalb der Gänge S. 211; verschiedene Höhe der Quecksilbererze S. 213; Zeitpunkt der Erzinfusion beim Potzberg S. 213—214.
- XX. Beziehung von Zerklüftung und Gangbildung im Porphy . . .** 214—217
Frage der Entstehung der Ganghohlräume durch Auslaugung S. 214; desgl. als Folge der Zerklüftung der Eruptivgesteine S. 215; Winkel der Hauptgänge mit den Hauptzerklüftungen S. 215; verschiedene Zerklüftungserscheinungen und Gesteinsdifferenzierungen im Porphy vom Königsberg S. 215—217.
- XXI. Fernere Folgerungen aus der Erzgangtektonik am Potzberg und Königsberg . . .** 217—220
Einteilung der verschiedenartigen Kluftbildungen am Potzberg und Königsberg S. 217; Gangmittel S. 217; Eröffnung der Gänge durch Senkungen im Liegenden verschiedener Klüfte S. 217—219; Höhenlage der Metamorphose der Grube Elisabeth S. 219—220; Bestimmung der Tiefengrenze der Erzschiebt S. 220; Folgerung bezüglich der Senkungen im Potzberg S. 220.

	Seite
XXII. Nachtrag	221—225
Tafelerklärung	229—233
Taf. I Fig. 1 und 2. Darstellung zur Morphologie der Melaphyrintrusionen S. 229—231; Fig. 3. Kärtchen der hauptsächlichsten Sättel und Mulden des Pfälzer Sattels mit den die Synklinal- und Antiklinallinien störenden Verwerfungen S. 231.	
Taf. II Fig. 1—11. Profile über die Verhältnisse der Zusammenlagerung von Sedimenten und Melaphyrlagern S. 231—232; Fig. 12—13. Profile aus der überkippten Zone zwischen Reichenbach und Schönenberg-Waldmohr; Fig. 15. Schematische Bilder über die vermutliche Lagerungsstruktur aus der erwähnten Überkipplungszone S. 232.	

Tafel-Erklärung.

Tafel I.

Fig. 1. Stellt fünf etwa nordsüdliche, durch die nachfolgende Beschreibung und das angefügte Idealprofil ergänzte Querschnitte durch das Lager des glimmerarmen Augitkerantits (Cuselits) ONO. von Marpingen (Gottreudsheck—Hirscht—Weinhanneskopf) in den punktierten Flächen dar. Das Lager zeigt eine fast geradlinige, eintönige Nordgrenze und einen weithin vorspringend gelappten und zerteilten Kontur nach Westen, Osten und Süden; alle Längsgrenzen der 2,5 mal längeren als breiten Intrusivmasse sind völlig oder nahezu streichend. Die fast gradlinige Nordgrenze — in den Profilen mit Höhenmarken durch die übereinander geordneten linken Enden der punktierten Flächen gekennzeichnet — geht mit ganz schwachen Einbiegungen über 300 m Steigung hinüber, repräsentiert also von der Höhengote 750—1000 m in dieser Erstreckung eine ganz steile gangartige Wandbegrenzung; die entgegengesetzte Begrenzung zeigt im Westen beim Erklimmen grösster Höhe (Gottreudsheck) ein mit dem Schichteneinfallen übereinstimmendes allmähliches Aufsteigen bis zu 600 m Breite südlich von der gradlinigen Nordgrenze, wobei sie nur im tiefsten und schmalsten Teil (unterstes Querprofil) etwas gangartiger, etwa 100 m hoch, aufsteigt, während sie im darauffolgenden ein Einfallen von etwa 15° hat; das Schichteneinfallen im Hangenden und Liegenden des Lagers (in Kalk- [k] und Kohlenflötzchen) wird von A. LEPLA mit 8° bzw. 10—12° angegeben; im SO.-Abschnitt Hirscht—Weinhanneskopf ist die Begrenzung der Masse die eines aussen fast söhliges Lagers, das sich nach NW. zu mit 10° einsenkt. — Vom Südwesteck erstreckt sich nun noch in das Innere des Lagers eine fast ganz gleich breit bleibende Sediment-einschaltung, die N. vom Hirscht endet und im Süden von einer von Osten her immer schwächer werdenden Seitenapophyse der Hirschtmasse begrenzt wird (siehe die drei untersten Profile); der Südkontur dieser Apophyse hat hier aber auch eine gradlinige Gangbegrenzung, ein Aufsteigen auf eine Höhe von beinahe 150 m und auf eine Länge von beinahe der Hälfte des Lagers; hier hätte also die lagerartige Verbreitung an einer streichenden Kluft eine Ablenkung gefunden, während der östlichste Teil des Lagerkonturs völlig einheitlich lagerhaft nach NW., der nördlichen Grenzlinie, einfällt, von welcher ein kurzer, schmaler Gang ebenso östlich sich fortsetzt, wie es westlich erwähnt wurde. Man kann zu der Überzeugung kommen, dass dieses Ostende des Lagers nicht das ursprüngliche Ende darstellt, sondern ein weiterer Teil des Lagers in dem südöstlich ungefähr 750 m entfernten, nach Remmesweiler zu liegenden, kleineren Lager zu sehen ist, das an einer Verwerfung ins Liegende verworfen, d. h. gesenkt wäre. Dieses Lagerchen hat für sich eine gradlinige Nordbegrenzung über beinahe 200 m Anstieghöhe und eine lappige Südbegrenzung von ca. 200 m grösster Konturausschweifung; ich glaube, dass das Stück eine Fortsetzung des südlichen und südöstlichen, etwas separierten Abschnittes des Hauptlagers darstellt und vielleicht ein erneutes treppenartiges Aufsteigen in einem streichenden Gang mit lagerartiger Südverbreitung darstellt; ein erneutes Gangaufsteigen ist ja an dem Westende oben schon besprochen worden.

Die stärkere Steilseite des Lagers liegt also auf der der Sattelachse abgewendeten Seite: die lagerartige Verbreitung findet im Einfallen der Schichten aufwärts nach dem Sattellinnern zu statt, wobei nicht ausgeschlossen ist, dass das Lager erneut in seiner Ausbreitung nach Süden an einer Stelle gangartig aufsteigt und sich von neuem in grösserer Höhe nach dem Sattellinnern lagerartig auslehnen könnte.

In dem tiefsten Profil der Fig. 1 ist ein Idealprofil des ganzen Lagers darzustellen versucht worden. Seine Hauptmasse zeigt den äusseren nördlichen Steilrand, der ebenso an seinem höchsten Aufschlusspunkt eine steile, gangartige Fortsetzung, als an seinem tiefsten eine mehr lagerartige Abbiegung erkennen lässt; letztere konvergiert nach einer davorliegenden Parallelapophyse, deren Lage eine nach N. einfallende Stammkommunikation des Hauptlagers mit Sicherheit folgern lässt; für diese ist wieder ein steil gestellter Aufstiegschamin aus der Tiefe angenommen. Von dem erwähnten Steilrand erstreckt sich die Masse vorwiegend lagerhaft entgegengesetzt dem Schicht-einfallen, erreicht an ihrem südlichsten Punkt eine Vertikalkluft, in welcher sie nach oben, aber auch nach der Seite und unten vorzudringen scheint: das Idealprofil ist ganz nahe an der Abzweigung der Apophyse durchgelegt gedacht.

Der Buchstabe k bezeichnet eine Karbonatbank in den obersten Cuseler Schichten, in denen das Magma aufgedrungen ist.

Fig. 2 und 3 zeigen vier Querschnitte und bzw. zwei Längsschnitte durch das Lager von Grügelborn (vgl. S. 134); es liegt an der Grenze der Oberen und Unteren Lebacher Schichten (in Fig. 2 bzw. weit und eng schraffiert), von dieser Grenze aus hauptsächlich in den letzteren verbreitet; die ganz gradlinige Nordgrenze des Lagers streicht WNW.-OSO. parallel und mit der erwähnten Formationsgrenze; die entgegengesetzte südliche, gleich langgestreckte Grenze hat dagegen eine im grossen und ganzen dreilappige Form; die Einbiegungen dieses Randkonturs entsprechen drei (bzw. vier) von Süden nach Norden in das Ausgehende hereingeschnittenen Talfurchen (vgl. Fig. 3, A und B, im Längsschnitt); man hat also ein völlig lagerhaftes Sediment-Liegendes und Melaphyr-Hangendes auf 350 m der ganzen Breite der Eruptivgesteinsausdehnung. Die zwei Parallelschnitte zur nördlichen Lagergrenze (Fig. 3), durch die drei Hauptlappen des Lagers innerhalb der erwähnten 350 m in 150 m Entfernung (Fig. 2 A, B) voneinander, zeigen ein Auf- und Absteigen der unteren Lagergrenze, die man für eine nachträglich tektonische halten könnte, wenn auch die entgegengesetzte Nordgrenze des Lagers selbst eine Spur dieser Erscheinung aufwies; sie bleibt durchgängig kontinuierlich (vgl. Fig. 2, I.—IV.) gradlinig; dagegen lässt die erwähnte Formationsgrenze eine ungefähre entsprechende Ausbiegung nach Norden erkennen. Wie ist also das verschiedene Verhalten der erwähnten Nordgrenzlinien zu deuten? Die Melaphyrgrenze überschneidet nicht nur gradlinig die erwähnte bogenartige Formationsausbiegung wie eine Sehne, was auch in den Profilen I—IV deutlich ist, sondern steigt auch gradlinig über eine Höhe von 150 m auf einer Seite hinauf und jenseits herab und von da ebenso wieder auf eine Höhe von 50 m hinauf, von einem tiefen Taleinschnitt durchgenagt, ohne die auf der Südseite so deutliche Einbiegung und Lappenform zu zeigen; die Nordgrenze der Intrusion zeigt also eine senkrecht aufsteigende Wandfläche, ist also durchaus gangartig, die Südgrenze lässt ein flaches Einfallen von 15—20° berechnen, ist also lagerartig; die nach der Sattelungs-Aussenseite gerichtete Begrenzung ist also die der streichend verlaufenden, gangartigen Aufstiegspalte des Magmas, die „Gangseite“. Die entgegengesetzte Seite ist die nach dem Sattellinnern gerichtete Seite der schichtartigen Verbreitung in den Sedimenten, die Seite der „Lagerapophyse“.

Die erwähnte Ausbiegung der Formationsgrenze N. von der Gangseite, welche von letzterer gradlinig sehnenartig überschritten und beschnitten wird, ist also offenbar älter wie die Ganggrenze. In ihrer Vertikalspalte stieg das Magma auf und traf auf die den erwähnten Ausbiegungen der entgegengesetzten Sedimentgrenzen entsprechenden Lüpfungen des Lagerzusammenhangs der Schichten, welche die Vertikalspalte durchkreuzte; von dieser Durchkreuzungsfläche drang das Magma in jene der bisherigen Aufstiegspalte zunächst gelegenen und nur unter schwachem Winkel von ihr nach dem Sattellinnern aufsteigenden Schichtenlüpfung ein, d. h. verbreitete sich lagerhaft nach Süden; diese Art der Intrusion setzt also eine ziemlich regelmässige Hauptsattelung voraus. — Am Westende (vgl. Profil IV) zerteilt sich das Lager in drei Seitenapophysen mit zwei dazwischen gefassten Sedimentzonen, wobei die nördliche grade Begrenzung etwas nach Süden sich abkrümmt; in der Fortsetzung der graden Linie zeigt sich aber, in gleicher Höhe auftauchend, ein kleines Lager von der mehrerwähnten Formationsgrenze selbst, das aber nach Osten zu und aufwärts wieder gangartig die Schichten durchsetzt; es ist das eine tiefer von der Gangseite der zurückbleibenden Intrusivmasse abzweigende Apophyse. — Von den Zerteilungslappen an der westlichen Grügelborner Seite tritt

jenseits einer Verwerfung (mit einer Absenkungsverschiebung nach SW.) nur der südlichste unterste Lappen in einer verschwächten Fortsetzung nach dem Rothenberg zu auf; seine Hangendgrenze behält die gleiche Entfernung von der erwähnten nördlichen Formationsgrenze der Unteren und Oberen Lebacher Schichten bei. Die Aufstiegspalte liegt also in der Tiefe verdeckt und scheint an deren Hauptlager nur eine geringe Gangfortsetzung über die Kreuzungslinie mit der Flächenzerspaltung gehabt zu haben, nach welcher die Hauptmasse des Magmas nach dem Sattelinnern zu (d. h. entgegen dem Schichtenfallen) aufgedrungen ist.

Fig. 4 zeigt den Verlauf der inneren Hauptsattellinien der Nordpfalz in Längs- und Querrichtungen, desgleichen auch die randlich gelegenen schwächeren, quer und längs gerichtete Faltungen. Die Sattellinien sind gestrichelt, mit dem Antiklinalzeichen versehen, die Muldenlinien strichpunktirt mit dem Synklinalzeichen; mit ungleichen Doppellinien sind die die Faltungslinien verwerfenden und seitlich begrenzenden Störungslinien angedeutet; die randlichen Faltungsgebiete sind mit viel dünneren Strichen und Punkten gekennzeichnet. Ein dem Potzberg-Königsberg entsprechendes durch Verwerfungen nur sehr wenig verändertes Gebiet ist das NO. von Schallodenbach und wiederholt die Verhältnisse der Quermulden und Längssättel im kleinen (Massstab 1 : $\frac{1}{3}$ Mill.).

Tafel II.

Fig. 1. Das tiefste, nördlichste Melaphyrlager bei Relsberg O. von Wolfstein mit seinen hangenden Schiefertonen (dicht schraffiert), liegenden, feintonigen Sandschichten (weit schraffiert) und Bausandsteinen (punktirt mit Anzeichen diskordanter Lagerung). Der Melaphyr, sowie die Durchschnitte kleiner linsenartiger Apophysen in den liegenden Schiefen und Bausandsteinen ist getönt. Mit Genauigkeit sind die Ausbruchkonturen der Sedimente in dem Steinbruchaufschluss während mehrerer Jahre des Betriebes verfolgt, der parallel dem Ausstreichen nach innen vorging; das Bild stellt das letztjährig zu beobachtende Längsprofil dar.

Fig. 2 und 3. Vergrösserte Darstellung der Querschnitte der Apophysen im Liegenden (Sandstein) des Lagers bei Relsberg (Fig. 1).

Fig. 4 und 5. Vergrösserte Darstellung von kleineren unregelmässigen Ausbrüchen im Hangenden und bzw. Liegenden des Melaphyrlagers bei Relsberg.

Fig. 6. Melaphyrlager N. von Lauterecken mit hauptsächlich durchaus schichtartiger Anlagerung der Schiefertone im Hangenden der durch zahlreiche Querverwerfungen zerstückelten Melaphyrmasse. Es lassen sich zwei nicht durch solche Störungen verursachte Unterbrechungen erkennen; an ihnen wölbt sich der Melaphyr in Abbiegung unter das Beobachtungsniveau; diese gewölbten Flächen sind besonders durch Rutschflächen angegriffen, die an den anderen Grenzflächen ganz flach liegen und hier wie dort auf den Melaphyrkörper selbst übergreifen, ein Beweis, dass sie jünger sind als die Intrusion selbst; nirgends zeigt sich hier, wie auch nicht beim Relsberger Lager, an der auf über 50 m Länge beiderseits zu beobachtenden Grenzfläche etwas wie eine feinere Zerreibungsbreccie, sondern stets völlig scharfe Grenze zwischen Sediment und Magma, welches, wie in den übrigen Figuren, mit schwacher Tönung und Zerklüftungslinien gekennzeichnet ist. Die höchste dargestellte Höhe des Melaphyrs beträgt ca. 11 m (vgl. S. 144).

Fig. 7. Treppenartiges Aufsteigen des Melaphyrlagers bei Altonglan ungefähr parallel dem Streichen; merkwürdig ist unterhalb der Umbiegungsstelle ein ganz ungestörter 20 cm langer nasenartiger Vorsprung der kalkigen Schiefer; die Grenze der verschiedenen mehr und weniger kalkigen, schieferigen Sedimente ist genau dargestellt; sie ist ohne jede Spur einer Trümmerzwischenbildung. Die Höhe des Lagers rechts beträgt 6 m; sie ist stark verkürzt gezeichnet. Die beiden unmittelbar liegenden Schieferabteilungen zunächst der Nase haben etwa eine Mächtigkeit von 1 m (vgl. S. 141).

Fig. 8. Grenze zwischen Melaphyr und Sediment von dem Lager am Schneidchen bei Bedesbach, ungefähr parallel dem Streichen der Schichten; trotz der grossen Unregelmässigkeit der Grenze fehlt jede einigermaßen bemerkenswerte Zertrümmerung der (durch organische Substanz! S. 221) tiefschwarzen, metamorph etwas gehärteten Schiefer. Die Grenze ist trotzdem bezeichnet durch zahlreiche kleine Verschiebungsflächen in den unmittelbar mit dem Eruptivgestein verwachsenen Schiefen, die aber höchst regelmässig auf jenes selbst übergreifen, an seinen Unebenheiten abstossen, seine Grenzfläche als schon definitiv gefestete, felsige Hauptunterlage der kleinen Verschiebungen voraussetzen, wie sie auch unmittelbar über ihr stattfanden.

Massstab der Zeichnung, etwa 1:1000, vgl. S. 144—145.

Fig. 9. Durchschnitte zweier linsenartiger Apophysen im Hangenden und Ausgehenden des grossen Melaphyrlagers von Dielkirchen, eine schwache Aufbiegung der an der gerundeten Oberfläche des Melaphyrs spitzwinkelig abstossenden Schiefer, sowie eine schwache Stauung dieser

zwischen beiden Linsen ist deutlich; jedoch findet sich nicht die leiseste Spur von Schubdetritus an diesen äussersten Sackgassen der Intrusion.

Fig. 10. Bahneinschnitt beim Lemberg gegenüber Oberhausen an der Nahe; stellt eine zwischen zwei Melaphyrlagern gewalkte Schiefer- und Sandsteinmasse der Oberen Lebacher Schichten dar, die Schiefer sind gestrichelt, die Sandsteine punktiert gehalten; die untere Melaphyrmasse hat eine senkrechte Apophyse und links davon eine Aufwölbung,¹⁾ welche zungenartig im Streichen vordringt, ohne die angelagerten feinen Schiefer zu stauchen. Dagegen sind die Sandsteine in einer mittleren Zone zwischen beiden Massen gefaltet; dies geschah durch ungleichmässige Bewegung beider Melaphyrlager und der mit ihnen ungestört und fester verwachsenen, anlagernden, liegenden bzw. hangenden Schichten nach unten. Mit der Intrusion haben diese Bewegungen auf zum Teil scharfen Schubflächen nichts zu tun; die mit jener als verbunden anzunehmenden Lageveränderungen beschränken sich auf eine einfache Zerspaltung und eine nicht sehr starke, aber regelmässig kuppige Lüpfung der Hangendschichten von ihrer Unterlage, welche der Intrusion in einem gewissen Umfange offenbar schon vorhergegangen war. Selbstverständlich haben die verschiedensten dynamischen Wirkungen des Magmas auch an dem jetzigen Zusammenlagerungsverhältnis von Eruptivgestein und Sedimentschichten teilgenommen (vgl. diese Seite unten).

Fig. 11 und 11 a. Bahneinschnitt am Götzenfels bei Eberburg; hier liegt eine ähnlich gewalkte Schichtmasse zwischen zwei Melaphyrlagern vor; die Bewegung fand aber nicht wie bei Fig. 10 zwischen streichenden, sondern zwischen flach das Streichen der Schichten durchkreuzenden Spalten statt; es bildeten sich dabei schmale, länglich linsenförmige Zwischenkeile, verhältnismässig weniger geschleppte Reste von Schichtgesteinen, die mit den Intrusivlagen inniger und fester verbunden sind. — Fig. 11 a stellt die Vergrößerung des darunter gezeichneten Abschnitts der Kontaktgrenze dar; während diese sonst ohne jede Spur einer Zertrümmerung der anliegenden Sedimente ist, zeigt sich hier eine kleine brecciose Eckfüllung mit eckigen Fragmenten; auffällig ist die Erhaltung einer kleinen, vom Eruptivgestein umschlossenen Nase von Schiefen (vgl. Fig. 7).

Fig. 12. Profil der nach N überkippten Schichten der Lebacher Stufen, des Grenzmelaphyrs und Ober-Rotliegenden am Galgenbest bei Dietschweiler; leider ist hier an zwei Verwerfungslinien der rechten Hälfte des Bildes der rote Linienüberdruck vergessen (vgl. Sternchen).

Fig. 13. Nach NW. überkippte Fältelung in den ein Toneisensteinlager enthaltenden Schiefen der Unteren Lebacher Schichten an der Leichthöhe bei Fockenberg.

Fig. 14. Profil des Barytganges am Tagebau an der Nassedell (Königsberg); die hellen, verschieden weitzellig gestrichelten Partien der Zeichnung stellen den Baryt, die heller getönten Partien den weniger zersetzten Porphyrt dar; die dunklere Tönung bedeutet mehr oder weniger in tonigen Roteisenstein verwandelten Porphyrt, auch soweit er als toniger Hämatit in der Nähe des Porphyrsalbandes in Baryt eingeschlossen ist; die tiefer schwarz gehaltene Einzeichnung in den randlichen Barytregionen bedeutet stärkeres Auftreten von Psilomelan in Zertrümmerungsspältchen und Gängchen.

Fig. 15 a—c. Schematische Darstellung verschiedener Auffassungen der Art der Zusammenlagerung der einzelnen verschieden einfallenden, streichenden Schollen der Überkipppungszone im oberen Unter-Rotliegenden und unteren Ober-Rotliegenden südlich vom Potzberg.

Die roten Linien in den Figuren dieser Tafel bedeuten durchwegs Störungslinien, die Schiefer sind gestrichelt, die Sandsteine punktiert, die Konglomerate geringelt und punktiert, die Eruptivgesteine getönt gehalten.

Nachträgliche Bemerkung zu Taf. II, Fig. 10 und 11 (S. 137—141, S. 150—152).

Die Bewegungsarten in beiden Aufschlüssen sind nicht so sehr verschieden als es äusserlich scheint; bei Fig. 11 finden die Bewegungen mehr im Streichen und Einfallen von Schichten und Lagern statt und zwar || der Bildfläche, bei Fig. 12 quer durch Streichen und Einfallen und zwar senkrecht zur Bildfläche. Solche Bewegungen hängen aber meist innigst zusammen, wofür ich

¹⁾ Die untere der in dem Winkel der Apophyse liegenden, punktiert gehaltenen Massen ist kein Sandstein, sondern Melaphyr, der nach dem Winkel der Apophyse zu mit der übrigen tieferen Melaphyrmasse eng zusammenhängt; die Hauptschublinie sollte zwischen dieser und dem darüberliegenden Sandsteinklotz in der Verbindungslinie der drei Sternchen eingezeichnet sein.

gerade vom Königsberg noch Beobachtungen anführen kann. 1. Hinter der Ruine Altwolfstein streichen an der den Weg westlich begrenzenden Wand drei nach W einfallende liegende Klüfte mit streichenden Rutschstreifen aus, die also auch auf seitliche Bewegungen nördlich vor der Intrusivmasse hinweisen. Diese drei Klüfte münden in eine vierte, welche zuerst ebenso verläuft, dann plötzlich in gerundetem Bogen vertikal umbiegt und während erstere die Schichten durchquert, nun nahezu streichend wird und senkrechte Rutschstreifen zeigt. 2. Hinter den Häusern beim Bahnhof Wolfstein streicht ein Breitenbacher Flötz aus, das hier das obere Flötz zu sein scheint; auch dieses ist besonders auf einer quer durch die Schichten gehenden Kluft durch eine Seitenbewegung, welche nicht ganz || dem Streichen ist, gestört und verschoben; diese Querkluft ist abgelöst durch nahezu streichende und mit den Schichten nahezu gleich einfallende Klüfte, wodurch jene Seitenbewegung möglich ist. Auch hier ist die zu beobachtende Bewegungsrichtung wie bei 1. keine radiale in Bezug auf das Intrusionszentrum, sondern lassen sich eher als seitliche Ausweichbewegungen ausserhalb und tangential zu der Peripherie der festen Intrusivmasse deuten. Radiale Bewegungsklüfte, die in entschiedenster Weise auf Lageveränderungen senkrecht zur Peripherie der Intrusion hinweisen, habe ich in gleich deutlicher Weise und gleich zahlreichem Auftreten weder hier noch sonstwo beobachtet.



Ergebnisse petrographischer Studien an Eruptivgesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten aus dem rheinpfälzischen Gebiete zwischen Glan und Lauter.

Von

Dr. Ernst Düll.

Herr Dr. K. BURCKHARDT, nunmehr Chefgeologe in Mexiko, hat bei seinen Aufnahmen im Gebiete zwischen Glan und Lauter (bayer. Rheinpfalz) zahlreiche Proben von Porphyren, „Melaphyren“ und „wahrscheinlich kontaktmetamorphen Sedimenten“ gesammelt, die ich für die Zwecke der Kartierung, veranlasst durch Herrn Oberbergrat Professor Dr. L. v. AMMON, während des Winters 1903—1904 mikroskopisch untersuchte. Die auf Dr. K. BURCKHARDTS Arbeit¹⁾ unmittelbar Bezug nehmenden Einzelheiten meiner Untersuchung, insbesondere die petrographische Kennzeichnung bestimmter Proben, finden sich niedergelegt in diesen Jahreshften als eigener Abschnitt von BURCKHARDTS Veröffentlichung.²⁾

Die folgenden Mitteilungen fassen die allerwesentlichsten Ergebnisse der petrographischen Untersuchung kurz zusammen. Ein Vergleich mit dem bisherigen Stand unserer petrographischen Kenntnis jenes Gebietes wird zeigen, inwieweit neue Gesichtspunkte gewonnen worden sind.

Die beiden grösseren Quarzporphyrmassen des Gebietes, von denen die eine den gerundeten Kern der Königsbergsschichtenkuppel bildet, während die andere, kleinere im Kern des Hermannsberges zutage tritt, sind nach Dr. BURCKHARDTS Ergebnissen Lakkolithe.

Schon E. WEISS und H. LASPEYRES³⁾ kennzeichneten die Gesteine von da als wesentlich Quarz und Orthoklas führende Porphyre (die ältesten Eruptivmassen des Gebietes); „in ziemlich dichter Grundmasse kleine Kristalle von Orthoklas, wenig Oligoklas, selten Quarz, häufiger Glimmer, als seltenen Nebengemengteil Granat führend.“

¹⁾ Geognost. Jahresh. 1904. 17. S. 1—63.

²⁾ Ebenda S. 63—91.

³⁾ Begleitworte zur geognostischen Übersichtskarte des kohlenführenden Saar-Rheingebietes Berlin 1868.

Die eingehende Beschreibung der normalen Porphyre von Kreuznach durch H. LASPEYRES¹⁾ trifft in vielen Punkten auch auf die Gesteine des Hermanns- und Königsberges zu.

A. v. LASAULX²⁾ beschreibt einen den Königsberg-Quarzporphyren ähnelnden Porphyr von Rhaunen als „ein Gestein aus der Gruppe der Mikrogranite (ROSENBUSCH) mit porphyrischer Ausbildung.“ — H. ROSENBUSCH³⁾ nennt Quarzporphyre wie die des Saar-Nahe-Gebietes Mikrogranite (allenfalls nach CHELIUS Mikrogranitporphyre). — Nach R. LEPSIUS⁴⁾ überwiegt in den Porphyrmassen des Hermanns- und Königsbergs die Grundmasse die Einsprenglinge. „Die Quarzporphyrmassen des Gebietes sind Effusivdecken.⁵⁾ Sie bilden am Königsberg etc. mächtige Stöcke.“

Nach meinen Befunden gehören die Porphyre vom Totenkopf, Rothebühl und Kestendeich bei Wolfstein, von Wolfstein Stadt und Burg, auch das Gestein der kleinen Apophyse daselbst (im nordöstlichen Teile des Königsbergmassivs), ferner vom Erzengel und vom Hermannsberg zum Quarzporphyr ohne grössere Quarzeinsprenglinge, also zum Felsitporphyr im Sinne TSCHERMAKS.⁶⁾ Nach der Klassifikation von H. ROSENBUSCH⁷⁾ glaube ich die Königsberg- und Hermannsberg-Porphyre den Granophyren anreihen zu sollen.

Die meist sehr gleichmässig dichte Grundmasse erscheint im Schliff als ein sehr feinkörnig holokristallines Mosaik⁸⁾ von vorherrschenden Quarzkriställchen mit Orthoklas und Plagioklas. Das Gefüge ist im allgemeinen mikrogranitisch mit Hinneigung zur Granophyrstruktur; Fluidalerscheinungen sind bisweilen recht deutlich.

Die Erzführung ist meist geringfügig; glasähnliche Schlieren finden sich nur ganz vereinzelt. Kleine Einsprenglinge — im ganzen nicht reichlich — bilden Alkalifeldspate, Biotit (beide gewöhnlich zersetzt) und recht spärliche Quarzkriställchen. Zersetzungsprodukte sind glimmerig-tonige Substanz, Serizit, Eisenoxyd, Kaolin, Chlorit, Titanit. Das Verhalten des Fe_2O_3 erinnert oft an pneumatolytische Wirkungen.⁹⁾ Vielleicht handelt es sich um postruptive Erscheinungen.

Im Gegensatz zu dem eben gekennzeichneten petrographischen Typus, der in den Gesteinen der Lakkolithe des Gebietes, besonders bei Wolfstein, vorliegt,¹⁰⁾ zeigen die Quarzporphyre der im Dache der Lakkolithe in höherem Niveau auftretenden schmalen Intrusivlager und -Gänge ausgeprägt por-

¹⁾ Kreuznach und Dürkheim a. d. Haardt. I. Ztschr. d. d. geol. Ges. 1867. 19. S. 803—922.

²⁾ Beitr. z. Kenntnis d. Eruptivgesteine im Gebiete von Saar und Mosel. Vhdlgn. d. nat.-hist. Ver. f. preuss. Rheinlande etc. 1878. S. 163.

³⁾ Mikr. Physiogr. d. mass. Gest. 2. Aufl. Vgl. 3. Aufl. S. 670 f.

⁴⁾ Geologie von Deutschland etc. Stuttg. 1887—1892. S. 289 ff.

⁵⁾ In anderem Sinne äussert sich K. A. LOSSEN: Über Quarzporphyrgänge an der unteren Nahe etc. Ztschr. d. d. geol. Ges. 1891. 43. S. 535, 542.

⁶⁾ Sitzber. d. Wiener Akad. d. Wiss. Math. Natw. Kl. 1867. 55. I. S. 305. Anm. 11. „Porphyre, welche bei unbewaffnetem Auge keinen Quarz erkennen lassen, aber eine sehr kieselreiche Felsitmasse darstellen, in welcher meist Feldspatkristalle eingeschlossen erscheinen.“ Vgl. auch G. TSCHERMAK, „Die Porphyrgesteine Österreichs aus d. mittleren geologischen Epoche.“ Wien 1869. S. 153. „In der härteren Grundmasse der „Felsitporphyre“ steckt der gesamte Quarzgehalt.“

⁷⁾ Mikr. Ph. d. mass. Gest. 3. Aufl. S. 674.

⁸⁾ „Ineinander verschränkte Verwachsungen von Quarz und Feldspat“ (K. A. LOSSEN.).

⁹⁾ Vgl. den von mir bearbeiteten III. Teil von Dr. BURCKHARDTS Arbeit. A. a. O. S. 64.

¹⁰⁾ Eine durch Herrn Oberbergrat Prof. Dr. v. AMMON zur Verfügung gestellte Probe vom Donnersberg stimmt durchaus mit dem Wolfstein-Typus überein. F. ZIRKEL, der den Donnersbergporphyr zuerst ausführlicher beschrieb (Sitzber. d. Wiener Ak. d. Wiss. 1863. 47. I. 238 f.), gibt an, dass dieses Gestein unter den quarzführenden oder Felsitporphyren die Stelle einnimmt, welche die COTTA'schen „Glimmerporphyre“ unter den Porphyriten einnehmen.

phyrische Struktur und Hinneigung zum Porphyritcharakter. Die von mir untersuchten Proben stammen vom Beilstein, Bruderwald, Elzweiler und Bistrichwald. (Vgl. l. c. S. 24—27.)

In der annähernd granophyrischen, seltener deutlich rhyotaxitischen und dann fein ophitischen Grundmasse tritt der Quarz, gewöhnlich als spärliche Zwischenklemmung, gegen die Feldspate (Orthoklas, viel häufiger saure Plagioklase, z. B. Oligoklas) entschieden zurück, erscheint aber desto mehr als meist wohlkristallisierter Einsprengling, gleich häufig mit sauren Plagioklasen und Orthoklas erster Generation. Zersetzungsprodukte sind Fe_2O_3 , tonige Substanz, Karbonate (besonders Calcitpseudomorphosen nach Ca-Na-Feldspat); im Bereiche veränderter Glimmerblätter finden sich Limonit, serizitartige Produkte, Chlorit, Titanit. Frisches Eisenerz ist nicht mehr zu finden.

Nach dem Mineralbestand kann man diese Gesteine nicht ohne weiteres zu den Quarzporphyriten zählen. Der SiO_2 -Gehalt (64,20% nach einer von Herrn Landesgeologen A. SCHWAGER ausgeführten Analyse des Bistrichwaldgesteins) spricht nicht gegen Quarzporphyr; er wird nur herabgedrückt durch die Karbonatbildung (13% Karbonate nach SCHWAGER). Ähnliche Gesteine, z. B. von Düppenweiler, werden in den Erläuterungen zu den Blättern Nohfelden und Wahlen des angrenzenden preussischen Aufnahmegebietes noch als Quarzporphyre bezeichnet.

In einer Probe von Elzweiler verrät das Auftreten von besonders viel Karbonat reichlichere Beimengung von Ca-Na-Feldspat (zum Teil kalkreiche Plagioklase bis Labrador als erste Generation, saurere Feldspate in der verhältnismässig groben Grundmasse). Quarz tritt in letzterer wie auch als Einsprengling noch mehr zurück, als bei den Porphyren vom Beilstein u. s. w.; die Struktur ist weniger ausgeprägt porphyrisch. Trotz aller Hinneigung zum Porphyritcharakter reiht sich das Gestein wegen seines hohen Orthoklasgehaltes noch den Quarzporphyren an.¹⁾

Es war mir im Laufe der Untersuchung vergönnt, zur Lösung einer seit langer Zeit schwebenden geologischen Frage entscheidende petrographische Beiträge zu liefern.

Während H. LASPEYRES²⁾ die Eruptivgesteine des einschlägigen pfälzischen Gebietes allgemein als „Intrusivlager, häufig durch Gänge verbunden, auch stockartige Massen“ erkennt, findet A. STRENG³⁾ die von LASPEYRES angeführten Beweise für die intrusive Natur jener Eruptivmassen nicht für ausreichend; nach seiner Anschauung handle es sich um Oberflächenergüsse, die später ganz oder teilweise mit Niederschlägen bedeckt wurden; daneben können auch intrusive Lager entstanden sein.

Wie schon erwähnt, verfiel neuerdings R. LEPSIUS die Ansicht, die Quarzporphyrmassen des Gebietes seien Effusivdecken, gegenüber K. A. LOSSENS zum Teil auf H. LASPEYRES gestützte Intrusionstheorie.

K. BURCKHARDT⁴⁾ hat nunmehr bezüglich der Königsberg-Quarzporphyrmasse den geologischen Nachweis ihrer intrusiven Natur geliefert, und ich war in der

¹⁾ Schon A. STRENG (Mikr. Unters. einiger Porphyrite etc. N. Jahrb. f. M. 1873. 225) kannte solche Übergänge quarzförender Porphyre zu Porphyriten.

²⁾ Kreuznach und Dürkheim. I.

³⁾ Bemerkungen über die kristallinen Gesteine des Saar-Nahegebietes. N. Jahrb. f. Min. 1872. S. 261, 371.

⁴⁾ Geogn. Jahresh. 1904. 17. S. 21 ff.

Lage auf Grund der mikroskopischen Untersuchung zahlreicher Proben kontaktmetamorpher Sedimente aus dem Gebiet und durch deren mikroskopische Vergleichung mit zweifellos unveränderten Sandsteinen¹⁾ für K. BURCKHARDTS Anschauungen einwandfreie petrographische Beweise zu bringen, nämlich festzustellen, dass die quarzreichen Schiefer, Sandsteine und Konglomerate unmittelbar am Kontakt mit dem Porphyr von Wolfstein auch im Dache des Eruptivgesteins durch mechanische und thermische, insbesondere aber pneumatolytische Einwirkungen unverkennbar verändert worden seien, so dass daraus die intrusive Natur der Porphyrlager bzw. -Apophysen sich ohne weiteres ergibt.

Am N.O.-Ende des Königsbergmassivs liegen im nächsten Umkreise der neuen Burg Wolfstein die Potzbergschichten mantelförmig um den Porphyrkern des Berges. Der Porphyr westlich der neuen Burg Wolfstein ruht im allgemeinen auf dem Potzbergsandstein auf und hat denselben im Kontakt verändert, auch an einigen Stellen, wo letzterer dem Eruptivgestein aufgelagert ist. Nach Dr. K. BURCKHARDT handelt es sich um eine vom Dache des Quarzporphyrlakkolithes ausgehende lagerartige Apophyse, welche in die Potzbergschichten zungenartig vorspringt.²⁾

Die kontaktmetamorphen Sedimente zeigen makroskopisch Absätze von Fe_2O_3 + Ton auf Klufflächen. Krümeliges Fe_2O_3 findet sich, meist mit Kaolin vermengt, auch eingesprengt in kleinen Nestern und zeigt sich längs Rissen der unregelmässig zerklüfteten Schichtgesteine, sowie als eine nicht sehr tief eindringende Imprägnierung der letzteren von Klufflächen und Rissen aus. Von äusserlich merkbaren Kontaktwirkungen fallen bisweilen eine durch Auslaugung und Konzentration der Eisenverbindungen bedingte Bleichung und eine durch Umkristallisation des Bindemittels bewirkte Härtung der Kieselgesteine auf.

Aus den Ergebnissen der mikroskopischen Untersuchung mögen hier nur die folgenden Erwähnung finden, bei denen es sich um bisher wenig bekannte zweifellos kontaktmetamorphe Erscheinungen an Sedimenten im Porphyrbereiche handelt.

1. Die Quarzkörner der kontaktmetamorphen quarzreichen Schiefer, der Sandsteine und Konglomerate sind um so stärker mechanisch beeinflusst (bis zur intensivsten Zermalmung), je beträchtlicher die Korngrösse ist. Kleine in nachgiebiges Material, z. B. in tonige Substanz, eingebettete Quarzkörner zeigen mitunter gar keine Kataklase, auch wenn das Gestein im übrigen stark verändert erscheint.

2. An stärker modifizierten Stellen quarzreicher Schiefer und Sandsteine finden sich recht oft Quarzkörneranhäufungen, deren Individuen durch Serizithäutchen, nicht selten durch einen wahren Filz von solchen, getrennt sind (wohl sicher Neubildung), mitunter auch sehr dichte Konkretionen glimmerig-toniger Substanz. In manchen Quarz- und „Ton“-Aggregaten des veränderten Bindemittels solcher Sedimente deuten Fluidalerscheinungen auf Bewegung breiig erweichter Massen. Mit winzigen Erzpartikeln durchsetzte Quarzaggregate — mitunter von erzfreien Quarzinfiltrationen durchzogen — klemmen ihre Abzweigungen oft zwischen die Quarzkörner der Sandsteine ein. In ihrer Berührung sind grössere Quarzkörner gewöhnlich zersprungen.

3. Aus mechanisch stark beeinflusstem eisenreichen Biotit entsteht — offenbar durch die Wirkung überhitzten Wassers — farbloser

¹⁾ Ebenda S. 83—85. Herr Oberbergat Prof. Dr. L. v. AMMON hatte die Güte, mir eine grössere Anzahl von Schliffen solchen Vergleichsmaterials zur Verfügung zu stellen.

²⁾ Vgl. Fig. 6 in Dr. BURCKHARDTS Arbeit.

Glimmer unter Ausscheidung von krümeligem Fe_2O_3 , anscheinend auch von Titanit. Im übrigen gehen Titanit und der nicht ganz seltene Rutil auch aus titanhaltigem Eisenerz hervor. — Dunkelrote Butzen von jaspisähnlichem Aussehen erscheinen mikroskopisch als Konkretionen von kaolinartiger Substanz, durch Risse in kristallähnlich begrenzte isometrische Partien zerteilt; die Risse sind durch manchmal zu Klümpchen geballte Fe_2O_3 -Krümel erfüllt.

4. Im tonigen Bindemittel der stärkst veränderten Stellen findet sich neugebildeter Turmalin in Form winziger Körnchen und nicht selten scharf begrenzter Prismen; dieselben zeigen mitunter sehr blass gefärbte Fortwachsungen, während die kompakteren Turmalinindividuen \perp c bräunlich bis blau erscheinen. Dieses Turmalinvorkommen tritt gar nicht vereinzelt auf und kann als eines der sichersten Kennzeichen pneumatolytischer Wirkung im Kontakt der Sedimente mit dem intrusiven Porphyrr gelten.

Von Verwitterungserscheinungen unterscheiden sich solche Kontaktphänomene aufs deutlichste. Letztere erlangen eine besondere Beweiskraft durch ihr Fehlen in sicher unveränderten Sandsteinen des Gebietes und von anderen Örtlichkeiten, an denen zwar ähnliche Sedimente, aber nicht metamorphosierend wirkende Eruptivgesteine vorkommen. In den zahlreichen Vergleichsproben, die ich untersuchte, fehlten vor allem Turmalinneubildungen. Das Bindemittel war allgemein stärker und gleichmässiger pigmentiert und zeigte in weit geringerem Masse umkristallisierte Partien als in den Sandsteinen etc. vom Kontakt. Von farbigen Zersetzungsprodukten des ursprünglichen Glimmers fanden sich vor allem Chlorit und Limonit. Von einer Bleichung durch Auslaugung der Eisenverbindungen und besonders von jener bei Kontaktsandsteinen so auffälligen Konzentration des Eisenoxyds zu Nestern u. dgl. konnte an den Vergleichsproben nichts Nennenswertes beobachtet werden. Vor allem verdient hervorgehoben zu werden das Fehlen der genannten Kontaktphänomene an Sandsteinproben von Wolfstein, die etwas weiter weg vom Kontakt auf Veranlassung Dr. BURCKHARDTS gesammelt und von mir untersucht wurden.

Im Porphyirkontakt (unter dem Eruptivgestein) veränderter Tonschiefer von Elzweiler zeigte makroskopisch ähnliche Erscheinungen wie die erwähnten quarzreichen Schiefer. Die mikroskopische Untersuchung bekräftigte meine Überzeugung, das krümelige, oft auffällig konzentrierte Eisenoxyd der Kontaktgesteine unseres Gebietes sei allermeist ein aus eisenreichem Glimmer (des Tones und der Sandsteine) durch die Wirkung überhitzten Wassers hervorgegangenes Spaltungsprodukt.

Die nachstehend gekennzeichneten Gesteine wurden mir durch Herrn Dr. K. BURCKHARDT in einer grösseren Reihe von Proben unter der vorläufigen, bisher vielfach gebrauchten allgemeinen Benennung „Melaphyre“ übergeben. Es handelte sich für mich darum, jene schon in den älteren Publikationen von H. LASPEYRES „als alter Name ohne festen mineralogischen Begriff“ kritisch erwähnte Zweckmässigkeitsbezeichnung auf Grund eingehender mikroskopischer Untersuchung auf ihre Brauchbarkeit für die Zwecke der Kartierung zu prüfen und zugleich festzustellen, ob die einschlägigen Gesteine überhaupt in einer heute zu rechtfertigenden Weise unter einem petrographischen Begriff zusammengefasst werden können. Es legte nämlich die nicht ganz gleichartige makroskopische Beschaffenheit schon von vornherein die Frage nahe, ob sich bei genauerer Untersuchung nicht Abteilungen oder Unterabteilungen ergeben würden, allenfalls auch

entsprechend dem etwas verschiedenartigen geologischen Auftreten als grosse stockartige Massen einerseits und in Form wenig mächtiger Intrusivgänge andererseits.

Schon die ersten Stichproben liessen erkennen, dass die markantesten Gesteine der Serie unter den allgemeinen Begriff der Augit-Porphyrite fallen.

Die Eigenart des Mineralbestandes und der Strukturverhältnisse machten die Identität dieser Gesteine mit den „glimmer-(biotit-)armen Augit-Kersantiten“ der preussischen Landesaufnahme,¹⁾ sowie mit den Diabasporphyriten E. COHENS²⁾ unzweifelhaft. Es waren hauptsächlich die von Herrn Oberbergrat Professor Dr. L. v. AMMON dargelegten Gründe, die mich veranlassten, schliesslich der von H. ROSENBUSCH³⁾ geschaffenen Bezeichnung Cuselite den Vorzug zu geben, so dass nunmehr in der neuesten Karte unseres Gebietes diese durch Kürze und durch Bezugnahme auf ein allbekanntes bayerisches Vorkommen ausgezeichnete Benennung zur Anwendung gelangt ist.⁴⁾

Die von zahlreichen wenig mächtigen Intrusivgängen herrührenden Proben zeigen entschieden porphyrische Struktur, nämlich scharfe Differenzierung in eine meist sehr feinstengelig-diabasische Grundmasse und mässig grosse Einsprenglinge. Die Plagioklase erster Generation sind grossenteils Individuen (natürlich abgesehen von ihrer Zwillingslamellierung) in den Cuseliten von folgenden Lokalitäten: Beilstein (Horsthöhe), Sulzkopf, Hirschfeld, Hundspet (Remigiusberg), Ulmet, Schneidchen, Mayenwald und Dörnes. Bei nachstehend genannten weiteren Proben sind in feinstengelig Grundmasse die „Individuen“ der Plagioklaseinsprenglinge meist zu divergentstrahligen Gruppen vereinigt: mitunter erscheint deutlich eine Art Fluidalstruktur: Hundspet (Remigiusberg), Ulmet, Rummelsbusch bei Ulmet, Schneidchen, Mayenwald, Dörnes. Eine schwache Hinneigung zur gabbroiden (grob-diabasischen) Struktur zeigen die Cuselite von den Örtlichkeiten Essweilertal (Oberweiler), Lachenpest, Bleckarsch und Balmochkopf darin, dass die in feinstengelig-ophitischer Grundmasse ausgeschiedenen Einsprenglinge meist divergentstrahlige Gruppen breiter Plagioklastafeln sind. Bei ziemlich scharfer Differenzierung in derartige Einsprenglinge und in Grundmasse tritt letztere mehr und mehr zurück und wird auch weniger feinstengelig (Übergang zum Typus des Cuselites vom Spiemont) bei den nachbenannten Proben: Welchweiler-Horsthöhe, Krummackerhöhe, Rammelsbach (Remigiusberg), Rummelsbusch, Hubhöhe, Schneidchen (Bruch bei Erdesbach), Genshöhe (Gipfel). Dass gleiche Ortsbezeichnungen in verschiedenen Abschnitten dieser nach kleinen Strukturunterschieden geordneten Liste vorkommen, deutet offenbar auf eine weitverbreitete Variabilität des Cuselites, wie solche A. LEPLA⁵⁾ bezüglich des Remigiusberggesteins nachgewiesen hat. Sicherlich kommt bei den beobachteten Strukturunterschieden als schon von A. LEPLA hervorgehobener wesentlicher Faktor die ungleichmässige Abkühlung des Magmas in Betracht. Selbstverständlich spielen als

¹⁾ Nach dem Vorschlag von K. A. LOSSEN. Cfr. dessen wichtige Arbeit, „Vergleichende Studien über die Gesteine des Spiemonts und des Bosenbergs bei St. Wendel etc.“ Jahrb. d. K. preuss. geolog. Land.-Anst. Berlin für d. Jahr 1889 (erschienen 1892) S. 258 f. (besonders S. 319 Anm. 1).

²⁾ Vgl. A. LEPLA, Der Remigiusberg bei Kusel. N. J. f. Min. 1882. II. 101 ff.

³⁾ Vgl. Mikr. Physiogr. d. mass. Gest. 3. Aufl. 1896. S. 958.

⁴⁾ Nach K. A. LOSSEN (Ztschr. d. d. geol. Ges. 1883. 35. Vhdlgn. S. 211) handelt es sich bei quarz- und glimmerführenden Augitporphyriten, wie bei dem vom Remigiusberg, um sehr feldspatreiche porphyrische Äquivalente von augit- und glimmerführenden Quarzdioriten.

⁵⁾ a. a. O.

allgemein verbreitete Agentien die Verwitterungseinflüsse eine höchst bedeutende Rolle bei der mineralischen Zusammensetzung bzw. dem Frischegrad der untersuchten Gesteine. Letztere Verhältnisse ändern, wie die von mir untersuchten Proben zeigen, mit der Örtlichkeit oft recht bedeutend ab. Trotz aller dieser Verschiedenheiten lassen sich ohne jeden Zwang alle bisher genannten Cuselitvorkommen zu einem Typus vereinigen, dessen Hauptmerkmale folgende sind: In der meist feinstengelig-diabasischen Grundmasse (Feldspate mit geringen Auslöschungsschiefen, Zwischenklemmungen von chloritischer, oft sehr chrysotilähnlicher Substanz, die teils aus Pyroxen, teils aus Biotit hervorgegangen ist; kleine Resteckenausfüllungen von Quarz) treten als Einsprenglinge hypidiomorphe Plagioklase von mittlerer Basizität, sowie häufig kleine tiefbraune Biotitkristalle auf; Magnetit und Titanmagnetit sind allverbreitet; Apatit tritt in den Schliften selten recht auffällig hervor. Als Zersetzungsprodukte findet man allgemein ausser den genannten (Chlorit bzw. Chrysotil) Calcit, Titanit, Rutil, Ferrihydroxyd, selten krümeliges Fe_2O_3 (letzteres vielleicht endogenes Produkt von kontaktmetamorphen Vorgängen).

Petrographische Einzelheiten, welche insbesondere die Bestimmung der Plagioklase und die genauere Kennzeichnung der „Chlorit“- und „Chrysotil“-Substanz betreffen, finden sich a. a. O. S. 68–80. Pyroxen ist in keiner der Proben frisch erhalten; die zahlreichen a. a. O. näher beschriebenen Pseudomorphosen deuten unverkennbar auf einen ursprünglichen Orthopyroxen. Nirgends sind Anhaltspunkte für die Annahme, dass Olivin als ursprüngliches Mineral die chrysotilartige Substanz geliefert haben könnte, zu finden.

Wenn auch weniger frische Proben viel unzweifelhaft sekundären Quarz enthalten, so kann ich mich doch der Ansicht A. LEPPLAS¹⁾ nicht anschliessen, dass aller Quarz sekundär sei. Das Verhalten des Quarzes in frischeren Proben, insbesondere der in nachstehendem Abschnitt gekennzeichneten Tiefenformen der Cuselite, spricht entschieden gegen A. LEPPLAS Verallgemeinerung.²⁾ Bezüglich des Biotites, der besonders in recht zersetzten Proben durch seine schönen pseudohexagonalen Kristalle und durch seine Unversehrtheit auffällt, kam mir öfter der Gedanke, dass dieser tiefbraune Glimmer Neubildung sei. Wie ich nachträglich in der Literatur finde, hat ein ähnlicher Zweifel H. LASPEYRES³⁾ beschäftigt, als er ein ähnliches Eruptivgestein aus den tiefsten Saarbrücker Schichten untersuchte. Schliesslich veranlasst mich das Gesamtverhalten des Biotites doch an sein ursprüngliches Vorhandensein zu glauben.

Eine als Vergleichsmaterial untersuchte Probe⁴⁾ des durch K. A. LOSSEN Abhandlung berühmten Cuselites vom Spiemont bei St. Wendel ergab, dass dieses Gestein zusammen mit den aus dem Untersuchungsgebiet stammenden Cuseliten von Gumbweiler, von der Rothheck, vom Galgen bei Niederalben, ferner vom Gipfel des Potechbergmassivs eine von mir der Kürze wegen als Spiemont-Typus bezeichnete Unterabteilung bilden, deren Merkmale folgende sind: ver-

¹⁾ a. a. O.

²⁾ Auch K. A. LOSSEN (Vergl. Studien üb. d. Gest. des Spiemont etc. Jahrb. d. K. preuss. geol. L.-Anst. für d. J. 1889. S. 258 ff.) sieht die sauren Resteckchen nicht für nachträglich erfüllte Drusen an.

³⁾ Über einen Einbruch von alten Eruptivgesteinen in die Flötze der Steinkohlenformation. Vhdlgn. d. nathist. Ver. d. preussischen Rheinlande etc. 1893. 50. Korr.-Bl. S. 47.

⁴⁾ Gütigst zur Verfügung gestellt durch Herrn Oberbergrat Prof. Dr. L. v. AMMON.

nährnismässig grob-diabasische Struktur, divergenzstrahlige Anordnung der von einer geringen Menge Mesostasis — einem ophitischen Plagioklasgewebe — sich wenig abhebenden, häufig kataklastischen Feldspate erster Generation, wobei die sauren Resteckenausfüllungen (Quarz und mikropegmatitische¹⁾ Quarz-Feldspat-Aggregate) und der meist wenig basische Charakter der Feldspate diese Gesteine in bestimmtester Weise von eigentlichen Diabasen unterscheidet. In den untergeordneten Merkmalen stimmen die Proben mit den bisher gekennzeichneten Cuseliten im wesentlichen überein. Besonders reichlich findet sich Titanmagnetit (bzw. in weniger frischen Proben dessen Zersetzungsprodukte). Orthoklas ist mitunter nachweisbar; in manchen Proben trifft man untergeordnet auch sehr basische Glieder der Plagioklasreihe. Vereinzelt findet sich braune Hornblende. Hierher gehören auch die Cuselitvorkommen von Föckelberg und Staufenberg (begl. Dr. O. M. REIS, zur Verfügung gestellt durch Herrn Oberberg-Professor Dr. L. v. AMMON). Aus einer nachträglich untersuchten Probe von einem Steinbruch oberhalb Essweiler am Potschberg (vom sogen. Engler zwischen Essweiler und Rothsberg) ergibt sich, dass der Cuselit des Potschbergmassivs nach der Peripherie hin mehr porphyrisches Gefüge annimmt.

Der Kürze wegen habe ich die Cuselite vom Kiefernkopf und vom Schneeweiderhof²⁾ als gabbroid bezeichnet, ohne damit mehr ausdrücken zu wollen als ihre verhältnismässig grob-diabasische Struktur, die Hinneigung zum porphyrischen Gefüge zeigt, und eine mineralische Zusammensetzung, die sich in einigen Punkten derjenigen von Gabbros nähert. Die Ausfüllung kleiner Restecken durch primären Quarz (und sehr zierliche mikropegmatitische Quarz-feldspataggregate), sowie der meist nicht sehr basische Charakter der Feldspate unterscheidet diese Gesteine in markanter Weise von eigentlichen gabbroiden Diabasen. Geologisch bilden diese Tiefenformen der Cuselitreihe vom Kiefernkopf und Schneeweiderhof, wie auch der vorher genannte ähnliche Cuselit vom Potschberg grosse stockartige Massen.

Aus dem Mineralbestand dieser Gesteine ist neben kleinen Mengen brauner Hornblende ziemlich viel frischer, ganz licht bräunlicher oder grünlicher Klinopyroxen (nicht Diallag) hervorzuheben. Die genauere Beschreibung findet sich a. a. O.

Die beiden Cuselite vom Kiefernkopfmassiv fügen sich in mancher Hinsicht dem von H. LASPEYRES³⁾ geschaffenen Gesteinsbegriff „Palatinit“ an, der freilich seitdem in der petrographischen Literatur viele Wandlungen erfahren hat. Nach H. LASPEYRES ist für Palatinit die Mineralkombination Labrador-Diallag wesentlich. Auch A. STRENG⁴⁾ hält den Pyroxen für Diallag, lässt aber dahingestellt, ob der Feldspat Labrador oder Oligoklas sei. Er zählt u. a. die Gesteine vom Remigiusberg und Potschberg zu den Palatiniten und nennt unter den Kennzeichen der letzteren „Abwesenheit von Quarz“. Später⁵⁾ beschreibt er einen „mit Quarz infiltrierten“ Palatinit. H. ROSENBUSCH engte zwar den von verschiedenen Petro-

¹⁾ Diese von HAFY herrührende, 1875 von MICHEL-LÉVY vorgeschlagene Bezeichnung scheint mir den Vorzug zu verdienen vor K. A. LOSSENS Terminus „pegmatophyrische Struktur“.

²⁾ Das Gestein vom Schneeweiderhof bildet mit dem Cuselitmassiv des Kiefernkopfes einen einheitlichen geologischen Körper. Strukturell und mineralogisch bestehen zwischen beiden Proben nur unwesentliche Unterschiede.

³⁾ N. Jahrb. f. Min. 1869. S. 516.

⁴⁾ Bemerkungen über d. kristallinen Gest. d. Saar-Nahe-Geb. N. J. f. M. 1872. S. 261, 371.

⁵⁾ N. J. f. M. 1873. S. 237.

graphen etwas willkürlich gebrauchten Begriff Palatinit wieder gebührend ein und übertrug die Bezeichnung im Gegensatz zu LASPEYRES Definition gerade auf die nicht vollkristallinen bronzit- (bzw. nach ROSENBUSCH enstatit-) führenden Mesodolerite des Schaumbergs bei Tholey, für die aber K. A. LOSSEN¹⁾ die ältere STEININGER'sche Benennung Tholeyit (unter Betonung der Strukturverhältnisse) beizubehalten vorzieht und gleichzeitig wünscht, man möchte künftighin mit dem Namen Palatinit (falls man denselben anwendet) wieder die diabasotypen Melaphyre belegen.

Für die Zwecke der Kartierung erschien es geratener, die gewissermassen abgenützte Bezeichnung Palatinit ganz ausser Betracht zu lassen.

Zum Vergleich mit den gabbroiden Cuseliten des Gebietes war mir sehr erwünscht die Untersuchung des schönen Kreimbacher Tholeyites, dessen Intrusivlager mit seinem westlichen Ende in die neue Karte des Gebietes hereinreicht. Indem ich auf die a. a. O. gegebene ausführliche Beschreibung verweise, möchte ich hier nur diejenigen Eigentümlichkeiten des Gesteins erwähnen, welche dasselbe vor allem in struktureller Hinsicht von den Cuseliten unterscheiden. Während der grob ophitische („gabbroide“) Habitus ausgeprägter ist als bei allen von mir untersuchten Gesteinen des Gebietes, zeigen sich beim Kreimbacher Tholeyit als etwas ganz Eigenartiges (im Vergleich zu den Cuseliten) trübe subkristalline Resteckenausfüllungen in reichlicher Menge, zum Teil fluidal struiert, offenbar primär. Der erst bei stärkster Vergrößerung deutlicher werdende Charakter dieser hypokristallinen Mesostasis ist im ganzen der einer ziemlich basenarmen Zwischenklemmungsmasse, die winzigste Quarzresteckenausfüllungen enthält. Die im Mineralbestand des Gesteins weitaus vorherrschenden Feldspate gehören der Reihe Andesin bis Anorthit an; besonders häufig ist Labrador-Bytownit nachweisbar.

Der Gesteinsbegriff der Melaphyre ist in unserem Gebiete anscheinend nur durch ein vereinzelt Vorkommen vertreten, nämlich durch basaltischen Melaphyr; ein schmaler Gang dieses Gesteins setzt nahe am oberen Ausgang der Bohrbachwiese, am Plateau östlich von Lachenpest und Dörnes durch (im nordwestlichsten Teile des Untersuchungsgebietes); das Vorkommen wurde zuerst durch L. v. AMMON im Jahre 1878 aufgefunden. Das schwarze Gestein hat entschieden basaltischen Habitus;²⁾ in sehr feinstengeliger (ophitischer oder diabasischkörniger) Grundmasse liegen zahlreiche Einsprenglinge, vor allem Plagioklase (meist dem Labrador-Bytownit nahe), weniger Olivin und ganz spärlich Pyroxen. Schwarzes Eisenerz ist in der mitunter fluidalstruierten Grundmasse allenthalben in Form sehr kleiner fast glanzloser Individuen zerteilt. (Weiteres s. a. a. O.)

Für die Benennung war massgebend die bei der Aufnahme im benachbarten preussischen Gebiete gebrauchte Nomenklatur.³⁾ Der schmale Gang von der Bohrbachwiese läuft dem Cuselitgang von Lachenpest parallel. Die Frage nach einem inneren Zusammenhang beider in der Basizität so weit voneinander abweichender

¹⁾ Ztschr. d. d. geol. G. 1886. 38. Vhdlgn. S. 921 ff. (Vgl. auch Jahrb. d. preuss. geol. L.-Anst. 1884.) In seiner Abhandlung über das Spiemontgestein (1889) sagt K. A. LOSSEN: „Palatinit sind basisfreie Mesodiabase und können von den Tholeyiten und Olivintholeyiten kartographisch nicht getrennt werden.“ — „Zwischen den Spiemontgesteinen und den Cuseliten vom Remigiusberg und Potsberg ist kein wesentlicher Unterschied zu finden.“

²⁾ H. ROSENBUSCH, Elem. d. Gesteinslehre S. 314.

³⁾ Vgl. Erläuterungen z. geol. Spezialkarte von Preussen etc. Blatt Nohfelden S. 21, Blatt Freisen S. 21, Blatt Birkenfeld S. 29. Auch dem bayerischen Teil des Blattes St. Wendel gehören einige lange schmale Gänge basaltischen Melaphyrs an.

(Gesteine muss vorläufig offen bleiben. Man möchte immerhin an den von K. A. LOSSEN¹⁾ ausgesprochenen Satz denken: „Substanziell verschiedene Gesteine, die unter Beibehaltung verwandter Struktur, d. h. ohne Wechsel der geologischen Rolle in ein und derselben geologischen Körperform ineinander übergehen, haben als nächstverwandt zu gelten.“

H. LASPEYRES²⁾ hat darauf hingewiesen, dass die pfälzischen Eruptivgesteine alle einer grossen kontinuierlichen Gesteinsreihe angehören, deren eines Endglied Gabbro, deren anderes quarzführender Porphyry ist. „Grenzen abstecken zu müssen zwischen normalen Typen, die sich innerhalb der Reihe in ihrem Kulminationspunkt leicht bemerkbar machen, aber nicht an ihren Grenzen sich scharf sondern, ist immerhin misslich und stets mit einem Gewaltakt des an Systematik gebundenen menschlichen Geistes verknüpft.“ K. BURCKHARDTS und meine Untersuchungen bestätigen nur teilweise H. LASPEYRES Angabe: „Die basischen Eruptivgesteine bilden Lagen und Platten (auch Gänge) in den Sedimenten, die saureren bilden kurze dicke linsen- oder stockwerksartige Massen.“

K. A. LOSSEN³⁾ betont, „dass der Petrograph eben darum, weil das Gestein in erster Linie geologischer Körper ist, da wo es sich um Klassifikationsfragen handelt, keine rein mineralogischen und chemischen Betrachtungen zu Grunde legen darf. Ein anderweitiges systematisches Verfahren droht die mühsamsten Errungenschaften zu verdunkeln“. Diese Gefahr wurde dadurch vermieden, dass ich bei allen einschlägigen petrographischen Untersuchungen in steter Fühlung blieb mit den Geologen des Aufnahmegebietes. Ich spreche auch an dieser Stelle allen beteiligten Herren, insbesondere Herrn Oberbergrat Prof. Dr. L. v. AMMON für die vielseitige Förderung meiner Arbeit und Herrn Dr. K. BURCKHARDT für zahlreiche Anregungen wärmsten Dank aus. Nicht in letzter Linie ist es diesem Zusammenwirken zu verdanken, dass für die Kartierung der Eruptivgesteine des Gebietes brauchbare Ergebnisse gewonnen wurden, in denen ganz allgemein eine erfreuliche Übereinstimmung der petrographischen mit den geologischen Befunden zutage tritt.

An vielen der zahlreichen Proben, die mir Herr Dr. K. BURCKHARDT als mutmasslich kontaktmetamorphe Sedimente aus dem Cuselitbereich übergab, erschienen von vornherein auffällig ähnliche makroskopische Phänomene, wie sie auch bei kontaktmetamorphen Sedimenten aus dem Quarzporphyrbereich zu beobachten waren, nämlich verschiedenartigste Konzentrationen von braunrotem Fe_2O_3 , mit kaolinartiger Substanz mehr oder weniger vermengt, Frittung der Sedimente u. dgl. Bemerkenswert erschien auch die licht grünlichgraue Färbung der Cuselite im unmittelbaren Kontakt mit Schiefem; sonst ist nämlich die Farbe der Grundmasse meist rein grau, rötlich-, bräunlich- oder violettgrau.

Von den untersuchten Proben stammen zahlreiche aus dem Dache des Eruptivgesteins, und das Ergebnis ihrer mikroskopischen Prüfung bildete einen ausschlaggebenden Beleg für den Nachweis des intrusiven Charakters der Cuselite unseres Gebietes.

Während bezüglich aller Einzelheiten auf den von mir bearbeiteten III. Teil von Dr. K. BURCKHARDTS Arbeit verwiesen wird, möchte ich nachstehend einige meiner wesentlichsten Befunde anführen.

¹⁾ Vergleichende Studien üb. d. Gest. des Piemont etc.

²⁾ Kreuznach und Dürkheim, I. S. 803 ff.

³⁾ Jahrb. d. Kgl. preuss. Landesanst. etc. 1884. S. 531, Anm. 1.

1. In einem kontaktmetamorphen Tonschiefer (Breitenbacherschichten) von Jettenbach am Südfuss des Potschberg-Cuselitmassivs finden sich polyedrische Konkretionen feinsten Tonsubstanz, die 10 mm Durchmesser erreichen. Die Anhäufung von Fe_2O_3 führt bis zum gänzlichen Verschwinden des Glimmers.

2. In einem ziemlich groben Konglomerat von ebenda erscheint die allgemeine Kataklyse der Quarzkörner höchst markant. Verhältnismässig spärliches Fe_2O_3 ist unzweifelhaft aus eisenarmem Glimmer hervorgegangen.

3. Ein kontaktmetamorpher Sandstein vom Dache des Remigiusberg-Cuselites weist an Quarz- und Orthoklaskörnern meist höchst intensive Kataklyse auf. Das Eindringen verändernder Agentien (vor allem wohl überhitzten Wassers) in Risse u. dgl. lässt sich im Schlicke deutlichst verfolgen an der Zersetzung von Feldspaten und Biotit unter Abscheidung von Fe_2O_3 und feinen serizitischen Aggregaten, sowie der Anhäufung des Fe_2O_3 in allen Lücken, ferner an der Umkristallisation von Quarz zu Aggregaten von Körnern und bipyramidalen Kristallen, die gewöhnlich von Serizithäutchen umgeben sind. Auch finden sich viele teilweise erzführende, bisweilen fluidalstruierte Quarzaggregate mit verzahnten Körnchen zwischen die Körner des Sandsteins eingepresst.

4. Die Veränderung eines quarzreichen Tonschiefers von ebenda im Kontakt mit untergelagertem Cuselit besteht darin, dass in kleinen, scharf abgegrenzten rundlichen Nestern oder Butzen nicht nur die in beginnender Zersetzung begriffenen Feldspate weiter zersetzt wurden, sondern auch der Glimmer. Die im übrigen unveränderten Quarzkörner sind innerhalb solcher Butzen mit Krümeln von Fe_2O_3 eingefasst. Mir scheint die in solchen kontaktmetamorphen Sedimenten — offenbar unter dem Einfluss überhitzten Wassers — stattfindende Fe_2O_3 -Abspaltung aus Glimmer vergleichbar zu sein der Erzausscheidung bei der Chloritisierung von Biotit und bei der Serpentinisierung von Olivin und Orthopyroxen.

5. In einem Schiefer von der Basis des Cuselites vom Schneidchen (oberer Bruch) finden sich als schmal zungenförmige, hellfarbige Einbuchtungen in das weniger veränderte Schiefermaterial Aggregate von Neubildungen: Quarz, Serizit, Calcit, Turmalin, Titanit, Rutil. Die eigentümliche Paragenesis, besonders aber das verhältnismässig reichliche Auftreten winziger Turmalinprismen, dürfen als überzeugende Beweise für pneumatolytische Vorgänge bei der Entstehung dieser Neubildungen angesehen werden.

Zwei Proben, beide vom Dache des Cuselites, und zwar die eine vom Schneidchen bei Erdesbach, die andere vom Balmochkopf, erwiesen sich als besonders wertvoll einerseits für die Beurteilung der Kontaktmetasomatose an Sedimenten des Gebietes, andererseits für die Entscheidung der intrusiven Natur der einschlägigen Cuselitvorkommen. In beiden einander äusserlich sehr ähnlichen Proben haften Sediment und Eruptivgestein fest aneinander und sind ausserdem durch kleine Apophysen des letzteren innig verbunden.

Die mikroskopische Untersuchung ergab vor allem, dass die dunklen schieferigen Sedimente in beiden Fällen sicher nicht Tuffe seien. Dagegen sprach von vornherein — wie Herr Dr. K. BURCKHARDT richtig erkannte — das Vorhandensein der kleinen Apophysen des Eruptivgesteins; der mikroskopische Befund lässt das Fehlen einer Aschenstruktur bestimmt erkennen. Auch der Mineralbestand des Sediments spricht gegen eine tuffige Natur desselben. Das Kontaktstück vom Balmochkopf zeigt eine scharfe Abgrenzung des Schiefers, dessen Schichtung annähernd || ist zur Grenzfläche, gegen den Cuselit. Die hell graugrüne, weiter

weg vom Kontakt sich rasch ändernde Färbung der Grundmasse, ihre zermürbte Beschaffenheit, die weitgehende Kaolinisierung der Feldspate, der gegen die Kontaktfläche hin zunehmende porphyrische Charakter des Cuselits, die Erfüllung feinsten Risse desselben mit braunrotem Fe_2O_3 , sind schon makroskopisch erkennbar und wohl als sichere endomorphe Kontakterscheinungen im Eruptivgestein zu betrachten. An einer Stelle ist die sonst ziemlich glatt verlaufende Grenzlinie zwischen Sediment und Eruptivgestein äusserst reichlich gezackt, was wohl nur die Auffassung zulässt, dass das leicht bewegliche Magma, kleine Apophysen bildend, in Risse des Sediments eingedrungen ist.

Mikroskopisch lässt sich reichliche Ausscheidung von hellrotem, feinzerteiltem Fe_2O_3 nächst der Grenzfläche erkennen: Kristalle des Eruptivgesteins liegen teils \perp , teils \parallel zu jener Fläche, längs deren sich ungemein viele Titanitkriställchen und Spuren von Turmalin im Cuselit finden. Der veränderte Schiefer — einem recht feinkörnigen, geschieferten, glimmerreichen Sandstein ziemlich nahestehend — lässt eine gegen den Kontakt hin fast vollständig werdende Umwandlung von Biotit in farblosen Glimmer unter Ausscheidung von dunklem Eisenoxydpigment erkennen. An einer Stelle der Grenzfläche hat das Magma eine Glimmerlamelle des Schiefers aufgeblättert, so dass sie in das Erstarrungsprodukt hineinragt. Der Glimmer hat dabei hellrotes Fe_2O_3 reichlich ausgeschieden.

Alle diese Kontakterscheinungen — hier nur in gedrängter Zusammenstellung erwähnt — lassen keinen Zweifel zu, dass die in Betracht kommenden Cuselitkörper Intrusionen darstellen, welche das Nebengestein auch in ihrem Dache verändert haben und zwar vorzugsweise durch pneumatolytische bzw. pneumatohydatogene Vorgänge.

Die bisherige Kenntnis kontaktmetamorpher Erscheinungen in unserem Gebiet ist — soweit sich auch aus der einschlägigen Literatur ersehen lässt — in hohem Grade abhängig gewesen von dem Stand der mikroskopischen Technik.

H. LASPEYRES¹⁾ erwähnt Verkieselung der Schiefertone und der Sandsteine während der thermalen Epoche der Magmaerstarrung, besonders im Bereiche der Gabbros des Kohle-Rotliegenden. Dabei wird das Porphyrgebiet von Wolfstein kurz erwähnt. Nach B. KOSMANN²⁾ nimmt der „Melaphyr“ des Gebietes in der Berührung mit den eingelagerten Sedimenten undeutlich kristallines Gefüge und rote Färbung an, Augit erfüllt sich mit Eisenoxyd, Magnetit fehlt, Karbonate nehmen zu. A. LEPPLA (ein Schüler E. COHENS) hat zahlreiche Kontakterscheinungen am Cuselit des Remigiusberges festgestellt.³⁾ „Konglomerate und Sandsteine haben, wenn überhaupt, die geringste Umwandlung erfahren, nicht einmal sicher eine durch Kontaktmetamorphose bewirkte Härtung. Das Bindemittel der Quarzkörner ist meist wenig scharf begrenzter Quarz, ausserdem graue trübe Substanz, vielleicht Ton. Einzelne Schiefer nehmen in der Kontaktnähe Knötchen auf. Exogene Kontaktprodukte in einzelnen glimmerführenden, schiefrigen Einschlüssen (nur unmittelbar am Kontakt angehäuft) sind graue Knötchen (makroskopisch durch lichtere Färbung auffällig), mikroskopisch rundliche dunklere Flecken durch Anhäufung von braunem Pigment. Das Eruptivgestein selbst ist im allgemeinen am Kontakt unverändert. Einige endomorphe Erscheinungen sind: Bräunung der Feldspate durch feinverteiltes Pigment, Biotit und Quarz fehlen, opake Erze ver-

¹⁾ Kreuznach und Dürkheim I. Ztschr. d. d. g. G. 1867. S. 803 ff.

²⁾ Geogn. Bschrbg. d. Spiemont. Vhdlgn. d. nat.-hist. Ver. d. preuss. Rheinl. etc. 1868. S. 239 ff.

³⁾ N. J. f. Min. 1882. II. S. 101 ff.

schwinden, Titanit zeigt meist dunkelbraunen Hof (wahrscheinlich Fe_2O_3).“ — Die von A. LEPLA beobachteten interessanten Neubildungen in kontaktmetamorphen Kalken können hier unerwähnt bleiben, da derartige Sedimente im Kontakt mit Eruptivgesteinen aus dem Untersuchungsgebiet nicht vorliegen. In einer brieflichen Mitteilung „über die Lagerungsform des Remigiusberg-Eruptivgesteins“¹⁾ bezeichnet A. LEPLA „als entschiedene Ergebnisse der Kontaktmetamorphose Kügelchen und Knötchen in den Sedimenten des Hangenden an den Berührungstellen mit dem Eruptivgestein. Im letzteren findet gegen das Salband oder gegen das Nebengestein eine Verdichtung des Kornes statt, zugleich treten infolge der rascher erfolgten Erkaltung die Einsprenglinge stärker hervor“.

Durch Anwendung der inzwischen erheblich vervollkommneten mikroskopisch-petrographischen Methoden war es möglich dem bisher über kontaktmetamorphe Erscheinungen im nordwestpfälzischen Gebiet bekannten Tatsachenmaterial einiges hinzuzufügen und somit einen Beitrag zur Kenntnis des Kontaktmetamorphismus zu liefern.

¹⁾ N. J. f. Min. 1893. I. S. 134. Dasselbst erfahren wir auch, dass schon vor Jahren L. v. AMMON in mündlicher Mitteilung die Ansicht geäußert hat, das Eruptivgestein des Remigiusberges stelle geologisch einen Lagergang dar.



K erg



Mineralgänge (Bau-
silbererz) im C

zmelaphyr.

Itischer Melaphyr

roider Cuselit

elit im engere
(Südmonttyp)

rophyroider Cu
Cuselit im Allg

eyit.

ndertes porphyry
vom Hoch

Mineralgänge (B
stein & Quecksilber)

zporphyry mit
zum Porphyry

zporphyry (felsig)

tt u. Verwitterung

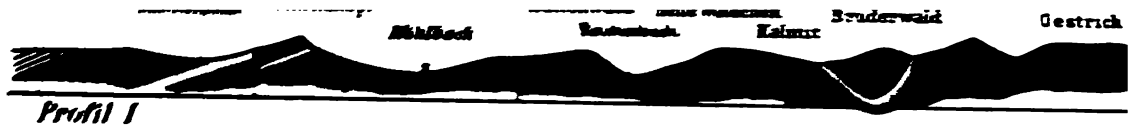
vium.

im Allgemeinen

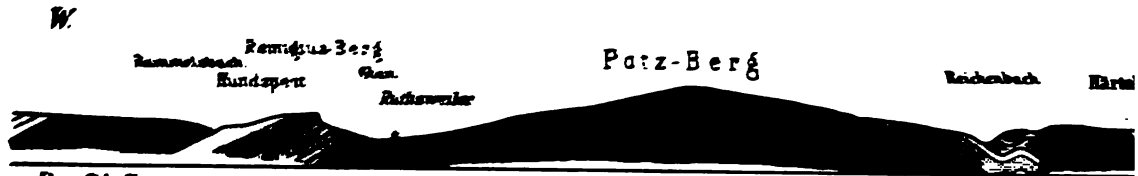
essenschotter

ngesteinen, sowie
erte Sedimente.





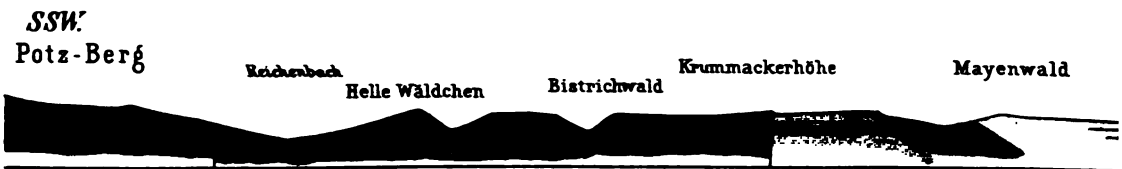
Profil I



Profil II



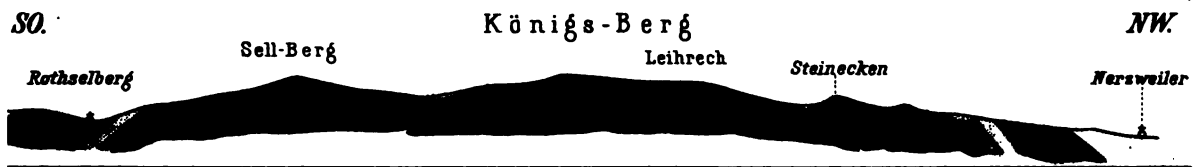
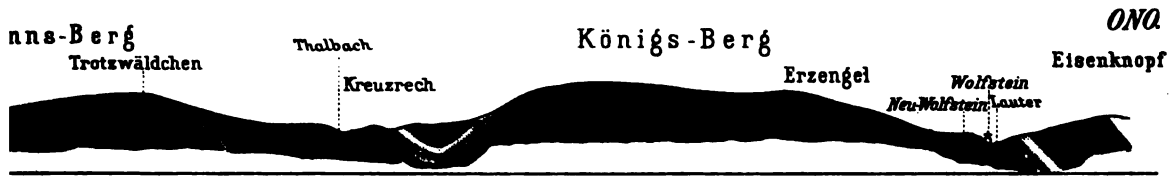
Profil III



Profil VI

TAFEL

vom Königsberg und Potzberg.



Profil IV.

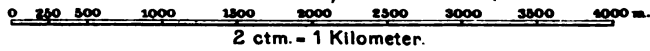


Profil V.

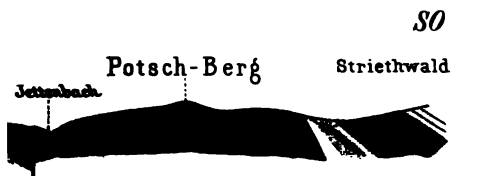


Maßstab aller Profile

1 : 50,000.



Farbenerklärung siehe Karte.





1

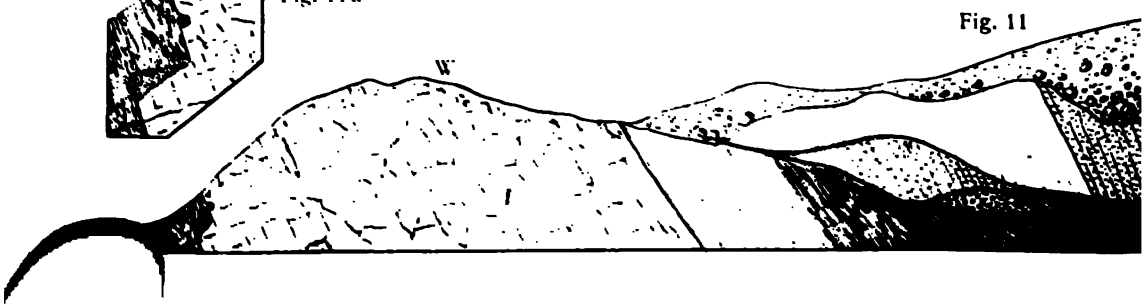
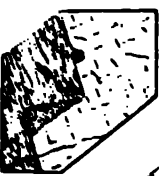
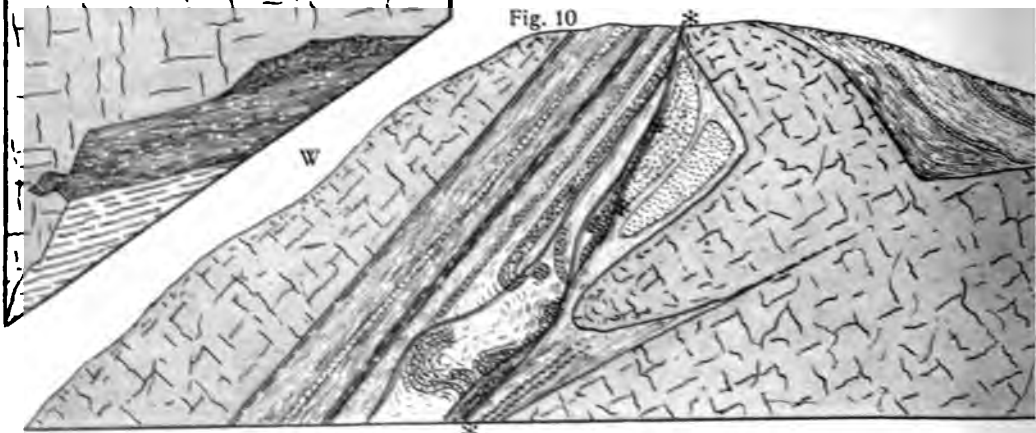
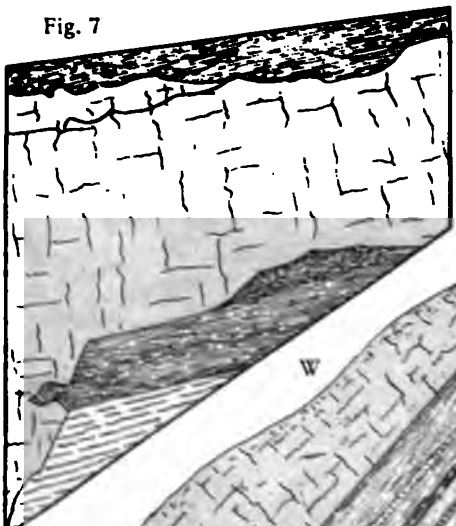
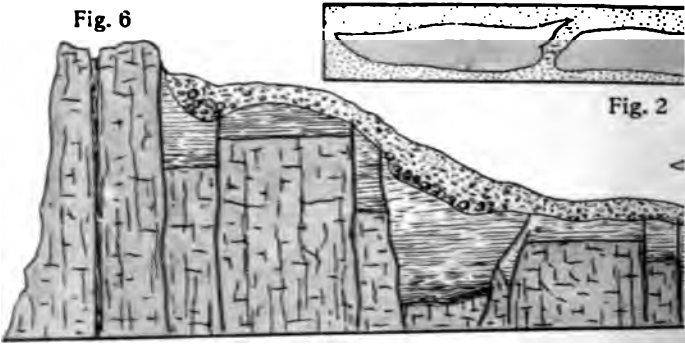
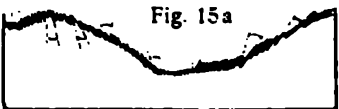
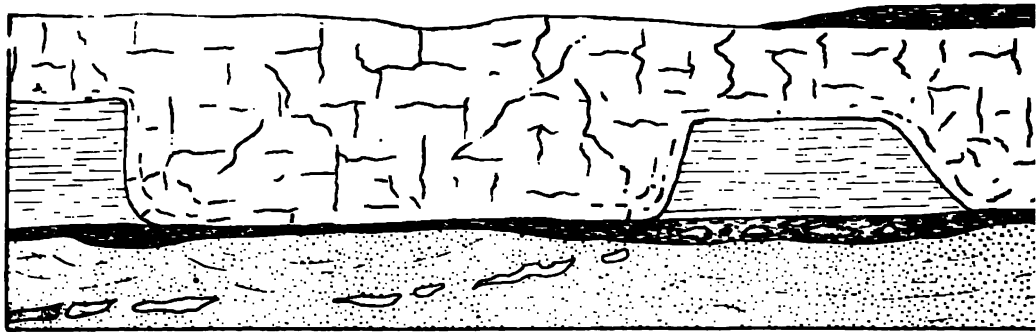


Fig. 1

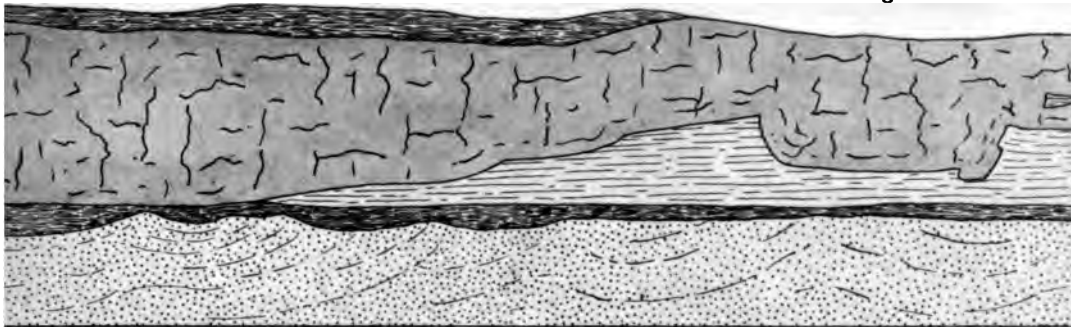


Fig. 3

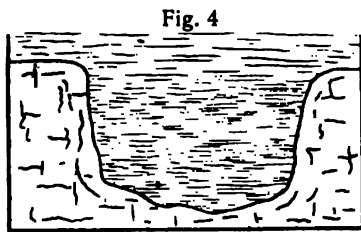


Fig. 4

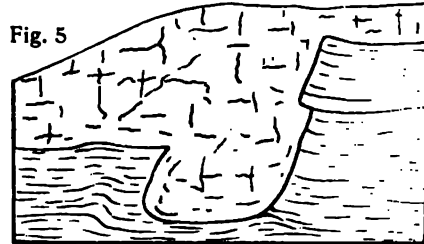
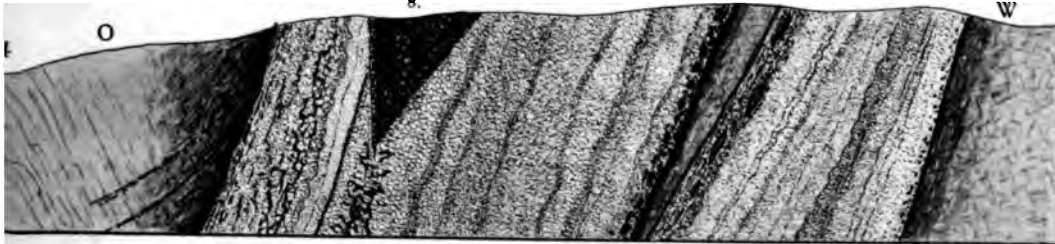
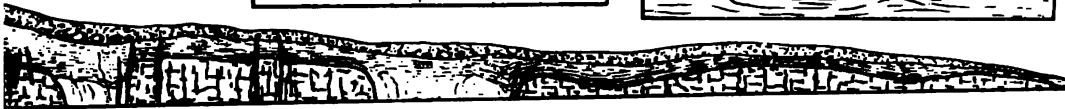


Fig. 5



11. 10. 9. 7. 6. 5. 4. 3. 2. 1.

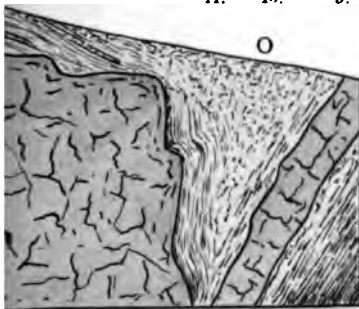


Fig. 12

Fig. 13





